

KATHOLIEKE UNIVERSITEIT TE LEUVEN

FAKULTEIT DER WETENSCHAPPEN

GEOLOGISCH INSTITUUT

22

**SEDIMENTOLOGISCH
ONDERZOEK VAN DE OPBOUW VAN HET
SCHELDE ESTUARIUM**

VOLUME I

W

Stanislas WARTEL

Juli 1972

KATHOLIEKE UNIVERSITEIT TE LEUVEN

FAKULTEIT DER WETENSCHAPPEN

GEOLOGISCH INSTITUUT

rijkswaterstaat
dienst getijdewateren
bibliotheek
grenadiersweg 31 -
4338 PG Middelburg

67075

**SEDIMENTOLOGISCH
ONDERZOEK VAN DE OPBOUW VAN HET
SCHELDE ESTUARIUM**

Stanislas WARTEL

Juli 1972

VLIZ (vzw)
VLAAMS INSTITUUT VOOR DE ZEE
FLANDERS MARINE INSTITUTE
Oostende - Belgium

Proefschrift voorgedragen tot het bekomen van de
graad van Doctor in de Wetenschappen, aan de Katholieke
Universiteit te Leuven, Instituut voor Aardwetenschappen
onder het promotorschap van Professor Dr. F. GULLENTOPS.

Bij het beëindigen van deze verhandeling is het ons een aangename plicht de Heren Professoren van het Instituut voor Aardwetenschappen oprecht te danken voor de genoten vorming.

We danken voor Professor F. GULLENTOPS die zo bereidwillig is geweest het promotorschap van deze studie op zich te nemen en zijn laboratorium voor dit onderzoek ter beschikking heeft gesteld.

Ook de heer A. BASTIN zijn we onze dank verschuldigd voor de steun en medewerking welke hij aan dit onderzoek betoond heeft.

Aan de volgende instellingen betuigen we onze speciale dank voor de bereidwillige steun die ze ons bij dit onderzoek hebben verleend :

Ministerie van Openbare Werken - Bestuur der Waterwegen - Waterbouwkundig Laboratorium

Ministerie van Openbare Werken - Bestuur der Waterwegen - Antwerpse Zee-diensten

Belgische Zeemacht

Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen

We danken ook volgende personen die ons bij dit onderzoek hebben geholpen :

G. Nottré - Laboratoriumanalysen

V. Vandenbroek - Laboratoriumanalysen en terreinassistentie

R. Geeraerts - Tekenwerk

INHOUDSOVERZICHT.

V O L U M E I

Deel I.

- Hoofdstuk I. : Geografische en hydrologische situering van het Scheldebekken
- Hoofdstuk 2 : Doelstelling en verantwoording van deze studie
- Hoofdstuk 3 : Wat is een estuarium
- Hoofdstuk 4 : Theorieën over het sedimenttransport in een estuarium
- Hoofdstuk 5 : Vroegere studies over de herkomst van het sediment in het Schelde-estuarium
- Hoofdstuk 6 : Scheikunde en mineralogie van het Scheldewater en sediment
- Hoofdstuk 7 : Fysische eigenschappen van het Scheldewater
- Hoofdstuk 8 : Sedimentologie van de geologische formaties welke in het Schelde-estuarium voorkomen

Deel 2.

- Hoofdstuk I : Het sediment van het Schelde-estuarium
- Hoofdstuk 2 : Morfologie en sedimentstructuren
- Hoofdstuk 3 : Sedimentdynamiek

Deel 3. Besluiten

DEEL I.
=====

INLEIDING

I N L E I D I N G

Het is voor de geologen een algemeen vaststaand feit dat het aanschijn van de aardkorst geen statische werkelijkheid is, maar blootgesteld is aan de dynamiek van talrijke krachten; dat er voortdurend gesteenten afgebroken worden, het puin vervoerd en elders weer gesedimenteerd. Afbraak, sedimentatie en opbouw zijn een cyclisch programma waarvan geologen sinds jaren getracht hebben de algemene wetten vast te leggen, en toen dit gebeurd was, hebben ze gezocht om tevens aan de fijnste radertjes van deze enorme machine een dynamische verklaring te geven.

De studie van de rivieren nam hier al vlug een belangrijke plaats in. Is het niet langs deze weg dat een groot gedeelte van het puin opgenomen wordt, vergruisd, vervoerd en tenslotte over verschillende zeebekkens verspreid?

Hoe talrijk nochtans de studies over riviererosie en transport ook zijn, slechts een zeer beperkt gedeelte ervan is gewijd aan de studie van de estuaria. Het kan dan ook geen verwondering wekken dat het aantal vraagtekens betreffende deze estuaria enorm groot is. Zo is het bijvoorbeeld een gekend feit dat een verhoging aan ionenconcentratie, een intensere sedimentatie met zich zal meebrengen, zodat men hierin een verklaring gezocht heeft voor de massale aanslibbingen welke zich in estuaria voordoen. Nochtans stelt men hiermee de vraag: vanwaar komt dit sediment? Is alleen de rivier voor de aanvoer verantwoordelijk en zo niet, welk is de bijdrage van de zee? Welke rol speelt het boven-debiet van een stroom ten opzichte van de vloedwateren? En tenslotte, nu het univectoriele patroon van een rivier door een plurivectorieel stelsel vervangen is, hoe dient men dan de verdeling van zand en klei te verklaren?

Deze talrijke problemen zijn opgerezen naarmate men steeds meer en beter het gedrag van de sedimenten meende te kennen. Waar aanvankelijk deze problematiek zich beperkte tot een zuiver academische aangelegenheid, heeft ze nu tevens de aandacht getrokken van de

ingenieur, verantwoordelijk voor het onderhoud en de verdere uitbouw van de haven. Estuaria zijn voor de economie immers van een te groot belang opdat men zich hier louter aan de willekeur van de natuur zou overlaten. Overal heeft de mens getracht het spel van de natuur aan zijn wil te onderwerpen, en nu een intensivering van het verkeer langs de grote waterwegen en een steeds toenemende tonnemaat van de zeeschepen zulke enorme aanpassingen vergt, kan men daar niet meer te buiten. Een grondige kennis van wat zich in die waterwegen afspeelt, is onmisbaar geworden. Een samenwerking tussen ingenieur en sedimentoloog dringt zich aldus op.

Het is in dit kader dat we met deze studie begonnen zijn, waarvan we hopen dat ze mag bijdragen tot een betere kennis van het Schelde-estuarium, toegangsweg tot de haven van Antwerpen.

Antwerpen, 1 mei 1972

S.I. WARTEL

HOOFDSTUK I

I. GEOGRAFISCHE EN HYDROLOGISCHE SITUERING VAN HET SCHELDEESTUARIUM.

Alhoewel het Schelde estuarium, als toegangsweg tot de haven van Antwerpen, voldoende gekend is, willen we toch duidelijkheidshalve het door ons bestudeerde areaal nader omschrijven.

1. Orografie (fig I 1A)

De hoogteverschillen die in het Scheldebekken voorkomen, zijn slechts middelmatig. De maximale hoogte komt voor in het zuid-oosten, langs-
heen de waterscheidingslijn met het Maas-bekken, en bedraagt ongeveer 212 m (plateau van Anderlues). In het zuiden wordt de waterscheidingslijn gevormd door het heuvelland van Artois (maximale hoogte 200 m. In het zuid-oosten en het oosten vormen de lage plateaus van Midden-België de waterscheidingslijn met het Maas-bekken. Meer noordwaarts daalt de waterscheidingslijn voortdurend en gaat daarbij over naar het Kempisch plateau. In het westen wordt de waterscheidingslijn met het bekken van IJzer gevormd door het heuvelland van Vlaanderen.

2. Hydrografie (x) (fig. I 1B)

Hydrografisch kunnen we drie grote eenheden in het Schelde-bekken onderscheiden.

a) Het bekken van de Schelde (ss), met als voornaamste bijrivieren: de Durme, de Dender, de Leie en de Boven-Schelde. Behalve de Durme vertonen al deze bijrivieren een grosso-modo zuid-noord gerichte loop, welke in het noorden als het ware afgesneden wordt door de west-oost gerichte Scheldeloop.

(x) Gegevens overgenomen uit Valcke E. e.a., 1966 en Codde L. en de Keyser L 1967.

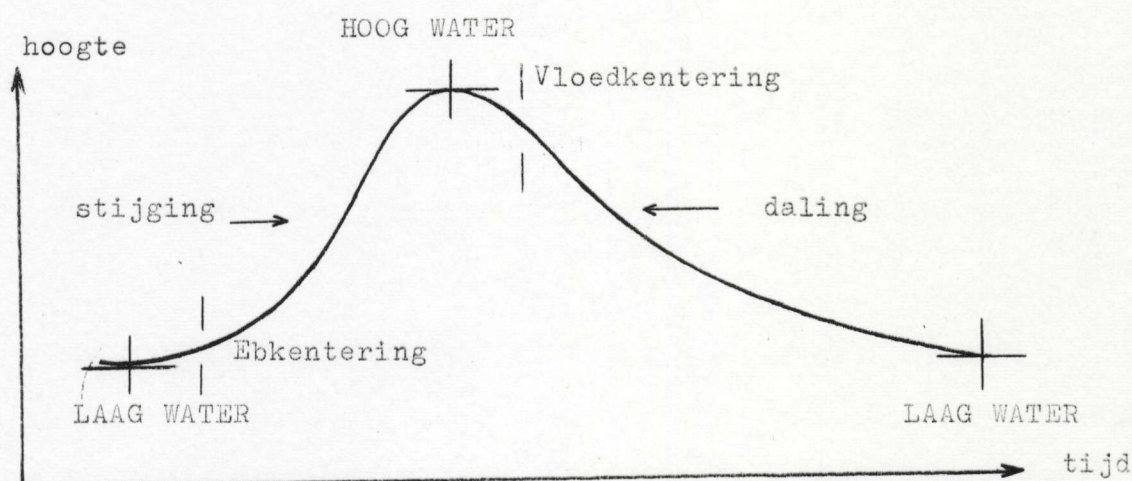
De totale oppervlakte van dit bekken bedraagt 12.686 km^2 .

b) het bekken van de Rupel met als voornaamste bijrivieren: de Kleine en Grote Nete, de Demer en de Zenne. De zuidelijke bijrivieren van dit bekken hebben eveneens een zuid-noord gerichte loop. Zij monden uit in een oost-west gerichte tak, gevormd door de Demer, de Dijle en de Rupel. Het Nete-bekken vertoont een oost-west gerichte loop.

De oppervlakte van dit bekken bedraagt 6.455 km^2 .

c) Ter hoogte van het dorpje Schelle vloeit de Rupel in de Schelde (ss) die van daar af in een zuid-noord richting stroomt. Voorbij de Belgisch-Nederlandse grens verandert deze opnieuw van richting met een vrij scherpe bocht nabij het plaatsje Bath, en neemt vanaf daar een oost-west richting aan. De stroom wordt daar aanzienlijk verbreed. Dit laatste stuk wordt als Wester-Schelde of Honte aangeduid. Belangrijke bijrivieren komen in dit derde gedeelte van het bekken niet voor. Als meest belangrijke vermelden we hier de Vliet en de Schijn, respectievelijk ten zuiden en ten noorden van de stad Antwerpen op de rechteroever in de Schelde uitmondend.

We kunnen het Scheldebekken ook nog bekijken vanuit haar fluviomariene verscheidenheid. Een groot gedeelte van dit bekken is onderhevig aan de invloed van de getijwerking (de verschillende termen, welke in verband met deze getijbeweging gebruikt worden, zijn schematisch weergegeven in onderstaande figuur).



Tweemaal per dag dringt een vloedgolf langs de Honte het estuarium binnen met als gevolg dat het zoute zeewater en het zoete rivierwater zich over een uitgestrekt gebied zullen vermengen. Het gevolg hiervan is het ontstaan van een zoutgradient in het bekken, waarbij het zoutgehalte **stroomopwaarts geleidelijk** afneemt. In de zomerperiode is dit zoutgehalte nog meetbaar tot op ongeveer 110 km stroomopwaarts van de monding (Temse). In de winter is die zoutgrens, onder invloed van het bovendebiet, verschoven tot ver stroomafwaarts van Antwerpen. (Codde R., 1951, 1958; Van Meel L., 1958; Peelen R., 1967; De Pauw N., 1971)

Uiteraard spelen allerhande klimaatomstandigheden hierin een belangrijke rol (regenval).

De omkering van de stroomrichting, welke het gevolg is van deze binnendringende vloedgolf, doet zich echter voor ver boven de eigenlijke zoutgrens. We spreken daar van een dynamisch getij (Francis Boeuf Cl., 1949). Dit dynamisch getij dringt zeer diep het bekken binnen en wordt (fig. I 1B) op verschillende takken van het bekken door stuwten tegengehouden. Zo zien we aan de stuw te Gentbrugge (nabij Gent) nog een tijamplitudo optreden van 1,98 m, terwijl op de Nete te Emblem (ongeveer 125 km stroomopwaarts) het tijverschil nog steeds 1,40m bedraagt. (Valcke E. e.a., 1966). Vermelden we hier terloops eveneens dat de cijfers, welke de gemiddelde tijamplitudo weergeven, geenszins een konstante zijn, maar evolueren in de tijd. Ter illustratie daarvan onderstaande tabel, waarvan de cijfers ontleend werden aan Codde R en De Keyser L., 1963, 1967).

	<u>1891</u>	<u>1901</u>	<u>1911</u>	<u>1921</u>	<u>1931</u>	<u>1941</u>	<u>1951</u>
	1900	1910	1920	1930	1940	1950	1960
VLISSINGEN	3m68	3m75	3m72	3m76	3m72	3m73	3m79
HANSWEERT	4m18	4m24	4m28	4m31	4m33	4m33	4m38
ANTWERPEN	4m39	4m49	4m59	4m65	4m72	4m73	4m81
DENDERMONDE	2m77	2m81	2m95	3m04	3m14	3m21	3m30
GENTBRUGGE	1m55	1m58	1m66	1m83	1m95	1m95	1m98

Gemiddelde tijamplitudo in meters
Tabel 1

Op plaatsen waar het getij niet door een stuw wordt opgehouden zal de periode van vloedstroming steeds korter worden. Dit komt reeds tot uiting wanneer we de lokale tijkrommen van steeds meer stroomopwaarts gelegen tijposten met elkaar vergelijken (Valcke e.a. 1966, dl 4). Uiteindelijk verdwijnt dan eveneens het dynamisch getij en komt geen omkering van de stroming meer voor. Een verklaring voor dit verschijnsel hebben we ontleend aan Bonnet L., 1924. Hiervoor verwijzen we opnieuw naar bovenstaand schema van een ideale tijkromme. We kunnen hierin opmerken dat er tussen hoog water en vloedkentering, evenals tussen laagwater en ebkentering, een zeker tijdsverschil bestaat. Volgens Bonnet L. nu is dit te wijten aan het ontstaan van een tegenstroom verwekt door de weerstand van de rivier op de binnen-dringende tiggolf. In het stroomafwaarts gedeelte van het Schelde-estuarium treedt de vloedkentering op na hoog water, in stroomopwaartse richting echter nadert de vloedkentering meer en meer tot hoog water en, op 149 km 560 opwaarts de monding, vallen beide zelfs samen. Verder stroomopwaarts dan komt de vloedkentering voor hoog water te liggen (cfr. Valcke e.a., 1966). Daar ebkentering nu steeds na laag water gelegen is zal dus vloedkentering tot ebkentering naderen en zullen uiteindelijk beide samen komen te liggen. Vanaf deze plaats, welke voor de Schelde met de stuw te Gentbrugge overeenstemt, verder stroomafwaarts wordt de tijbeweging alleen nog maar door het bovenwater bepaald.

Naast een inversie van de stroomrichting gaat eveneens de stroomsnelheid veranderen. Deze laatste varieert van bijna stroomstilstand bij stroomkentering over een maximale waarde opnieuw tot bijna stroomstilstand (we schrijven dat de stroomstilstand slechts benaderd is, daar er steeds een zekere beweging in het water aanwezig is). Ook de helling van het wateroppervlak wordt door deze oscillatiebeweging beïnvloed.

In bijgaande figuren (fig. I/2) zijn de verhanglijnen voor een gemiddelde tij weergegeven (overgenomen uit de tienjaarlijkse gemiddelden 1949 - 1958, Valcke E., e.a. 1966) evenals die voor een springtij. Men kan opmerken dat gedurende een gemiddeld tij, bij eb, deze verhanglijnen vooral steil zijn in de zones Temse, Hemiksem, Bath en

Hansweert. Stroomopwaarts van Temse wordt de helling geleidelijk zwakker. Tussen Antwerpen en Bath hebben de verhanglijnen slechts een zwakke helling, terwijl tenslotte voorbij Hansweert de helling eveneens vrij vlug afneemt.

Dezelfde indeling komt voor gedurende vloed, maar dan in tegengestelde richting. Gedurende een springtij zijn de verhanglijnen steiler in het gebied Antwerpen - Bath en tekent het steile gedeelte tussen Bath en Hansweert zich niet meer af.

Deze beschouwingen laten ons toe een andere indeling in te voeren (fig. I 1B).

- 1) een zone met een zuiver fluvatief karakter. De waterafvoer gebeurt slechts in één richting. Schommelingen in het regime van de rivier worden bepaald door het klimaat.
 - 2) een zone welke onderhevig is aan een dynamische vloedgolf. Er treedt geen verandering op in het gehalte aan zouten in oplossing. Het waterpeil echter vertoont een half-dagelijkse schommeling tussen een hoge en een lage waterstand. Deze waterstanden worden bepaald door de binnendringende vloedgolf van de zee. Verder gaan deze waterstanden gepaard met een omkering van de stroomrichting en een regelmatige evolutie van de stroomsnelheid. De afvoer van de rivier wordt nu niet meer uitsluitend bepaald door de aanvoer van de bovenrivieren, maar eveneens door de binnendringende vloedgolf. Deze vertoont benevens een min of meer regelmatige, maandelijks variatie, ook nog bruuske variaties tengevolge van klimaatomstandigheden.
 - 3) een derde zone vertoont alle eigenschappen van een overgangszone naar het zuiver mariene milieu. De afvoer van de rivier wordt hier in hoge mate bepaald door de binnendringende vloedgolf. Er treedt nu ook een evolutie op in het zoutgehalte dat zeewaarts toeneemt. Op elke plaats komt een halfdagelijkse schommeling voor in het zoutgehalte zoals dit het geval is voor de stroomrichting en de snelheid.
- 2/3) tussen zone 2 en zone 3 komt een overgangszone voor, welke kenmerkt wordt door een seizoenale verandering met uitsluitend een dynamisch getij in de winter en een zout getij in de zomer. We achten die zone als vrij belangrijk, omdat juist hier de op- en neergaande beweging van de zoutgrens plaats vindt.

Naast de gewone factoren, welke het debiet van een rivier bepalen moeten we dus rekening houden met een vloeddebiet dat in zone 2 en 3 zijn invloed doet gelden.

Beschouwen we eerst het gewone bovendebiet van de rivier om dit daarna met het vloeddebiet te vergelijken. Ter illustratie van de evolutie van het bovendebiet van het Scheldebekken, geven we hier de tienjaarlijkse gemiddelden weer voor de jaren 1949-1958 van de bovendebieten van de Schelde en de Rupel, juist voor de samenvloeiing (fig. I 3). Uit deze grafieken blijkt dat het bovendebiet vooral belangrijke waarden aanneemt in de wintermaanden, met maximale waarden in de maanden februari - maart, terwijl de minimale waarden voorkomen in de periode juni - september. Voor de Schelde noteren wij maximale debietwaarden rond $250\text{m}^3/\text{sec}$ (of meer) en minimale waarden rond de 20m^3 per sec. Deze waarden bedragen voor de Rupel respectievelijk 120 en $20\text{m}^3/\text{sec}$.

Op zichzelf hebben deze waarden slechts weinig betekenis daar ze betrekking hebben op maandelijkse, gemiddelde debieten. Uiteraard kunnen dagelijkse waarden aanzienlijk hoger liggen. Een interessante grafiek wordt gegeven in fig. I 3, waarin de verhouding tussen de bovendebieten van Schelde- en Rupel bekken met elkaar vergeleken worden. Opmerkelijk hier is, dat, dank zij een haast dubbel zo grote oppervlakte van het Schelde-bekken, de afvoer langs de Rupeltak toch belangrijker, of minstens even belangrijk is dan deze langs de Scheldetak. Hieraan is de menselijke invloed zeker niet vreemd. Het bovenwater van de Schelde, boven Gent, en van de Leie wordt namelijk gebruikt voor de voeding van verschillende kanalen (bv Gent - Terneuzen, het Leie-kanaal naar Heist enz.) of andere kunstmatige afwateringen. Een verder vergelijk van deze verhouding toont aan dat de invloed van deze onrechtstreekse afwateringen zich sterker doet voelen in een droog jaar dan in een eerder vochtig jaar (vergelijk 1949 en 1951).

Naast het gewone bovendebiet moeten we nu nog het vloeddebiet van de binnendringende getijgolf beschouwen. Deze blijkt aanzienlijk hoger te liggen dan het eigenlijke bovendebiet. De volgende gegevens hebben betrekking op een gemiddeld tij voor het jaar 1950.

(Valcke E. e.a. 1966).

(Valcke B. d. r. 1889).

Dit vloeddebiet neemt af van $50.500 \text{ m}^3/\text{sec}$ te Vlissingen tot 2.588 m^3 per sec. aan de samenvloeiing van Schelde en Rupel. Voorbij de samenvloeiing vinden we nog een vloeddebiet van $1.432 \text{ m}^3/\text{sec}$ op de Schelde en $603 \text{ m}^3/\text{sec}$ op de Rupel.

Wanneer we nu de verhouding maken tussen het totale bovendebiet en het totale vloeddebiet (het debiet voor een volledig tij) dan zien we dat die verhouding aan de samenvloeiing van Schelde en Rupel een waarde van 0,085 heeft. Hiermee is het enorme overwicht van het vloeddebiet wel voldoende aangetoond. In het gedeelte van het bekken dat aan de tij-invloed blootstaat, zal dit laatste dus een zeer belangrijke rol spelen in de hydrografie.

Samen met de vloedgolf dringt het zoute zeewater in het Scheldebekken binnen. Wanneer we nu het zoutgehalte van het Scheldewater in de omgeving van Antwerpen vergelijken met het bovendebiet, op dezelfde plaats, dan ziet men dat tussen beiden een verband bestaat, zoals aangetoond werd door Ir R. Codde.

Bijgaande figuren (fig. I 4A en B werden aan het werk van genoemde auteurs ontleend. (Codde R en De Keyser L 1967)).

We willen dit kort overzicht van de hydrografie van het Scheldebekken besluiten met enkele gegevens over de getijvoortplanting.

De normale duur voor een periode van de tijgolf bedraagt 12h25 voor een gemiddeld tij, 12h18 voor een springtij en 12h40 voor een doottij.

De gemiddelde snelheid van de hoog waterkam tussen Vlissingen en Gentbrugge bedraagt $7,20 \text{ m/sec}$, deze van de laag waterkam $5,10 \text{ m/sec}$. We kunnen de golflengte van een gemiddelde tijgolf berekenen volgens de formule:

$$L = c T \quad (1)$$

waarin: L = golflengte

c = voortplantingssnelheid ($7,20 \text{ m/sec}$)

T = periode in sec ($12\text{h}25 = 44.700 \text{ sec}$)

$$L = 7,20 \times 44.700 = 321.840 \text{ m.}$$

of met andere woorden daar waar het gedeelte van de Schelde, onderhevig aan de tijgolf, slechts 160 km lang is, zien we duidelijk dat er nooit een volledige tijgolf in de Schelde tot ontwikkeling kan komen.

Vergelijken we dit met andere estuaria, dan bemerken we dat de meesten ervan slechts één, of een gedeeltelijke tijgolf tot ontwikkeling zien komen. Ten getuige daarvan onderstaande tabel waarvan de cijfers ontleend werden aan de Jolly G., 1928 en waarin de lengte van enkele estuaria gegeven is.

Garonne	157 km
Dordogne	161 km
Seine	144 km
Loire	70 km
Elbe	132 km
Tames	108 km
Severn	60 km
Tees	40 km
Schelde	168 km

Tab. 2

Andere estuaria daarentegen hebben een lengte welke aanzienlijk groter is; daar zijn bevoorbeeld de Saint Laurent met een estuarium van 500 km en de Amazone met een estuarium van 1.500 km. In het estuarium van de Saint Laurent gebeurt het dat meerdere tijgolven zich gelijktijdig in het estuarium bevinden en er dus een echte golftrein uitmaken (Francis Boeuf Cl., 1949). Volgens Herschell (in Francis Boeuf Cl., 1949) kunnen in de amazone zelfs tot 8 tijgolven aanwezig zijn.

De getijamplitudo is geen konstante, maar stijgt regelmatig van Vlissingen (3m79) tot Hemiksem (4m19) om vervolgens opnieuw te verminderen tot aan de stuw te Gentbrugge (1m98). (n.b.: al deze gegevens zijn voor een gemiddeld tij). In fig. I 4c is de meetkundige plaats weergegeven van de hoog- en laagwaterstanden, waaruit het verloop van de tijamplitudo kan afgeleid worden. (overgenomen uit Codde en De Keyser, 1967).

Vermelden we tenslotte nog dat de afmetingen van de bedding (diepte, breedte) en de bochten van de stroom wrijvingen zullen veroorzaken, die een invloed op de bewegingsenergie van de tijgolf hebben. In fig. I 4c is tevens een lengteprofiel van de Thalweg van de rivier weergegeven.

HOOFDSTUK II

DOELSTELLING EN VERANTWOORDING VAN DEZE STUDIE

Het onderzoek dat we hier aanvangen kunnen we omschrijven als de studie van de sedimentatiedynamiek in het gedeelte van het Scheldebekken dat gelegen is tussen de Rupelmonding en het "Nauw van Bath".

Wanneer we schrijven "sedimentatiedynamiek", dan bedoelen we daarmee dat we ons tot taak gesteld hebben om de actieve sedimenten te bestuderen. M.a.w. we zouden kunnen schrijven dat we dit gedeelte van het sedimentologisch geheel van het beschouwde areaal gaan onderzoeken, waarop, op het ogenblik van de studie, een gegevenskracht (geleverd door stromend water) inwerkt. Het is in dit opzicht dat we kunnen spreken van een "recente sedimentologische studie". De fossiele sedimenten (dus deze welke buiten de invloedsfeer van de beschouwde kracht gelegen zijn) worden hier niet expliciet bestudeerd.

Evenmin lag het in onze bedoeling alle aspecten van een sedimentologische studie te behandelen. Een dergelijk opzet zou immers te omvangrijk geworden zijn. Met het oog echter op een onderzoek naar de actieve sedimentatie, was onze eerste bekommernis een algemeen beeld van de aard en de ruimtelijke verbreiding van het aanwezige sediment te verkrijgen. Ook de inwerkende kracht zelf werd bestudeerd en dit vooral in verband met de rol welke ze speelt bij de verbreiding van het sediment. Hieruit volgt dat we er uiteindelijk zullen moeten toe komen om het sediment, zoals dit zich zal voordoen in ons onderzoek, te vergelijken met een kracht waarvan we de zin, de richting en de grootte zullen moeten bepalen. Beide zullen we moeten omschrijven met bepaalde parameters, teneinde ze met elkaar te kunnen vergelijken. Het probleem dat zich hier dus stelt, is die parameters zo adequaat mogelijk te kiezen om die vergelijking toe te laten.

Waarom we nu juist het gedeelte van het Schelde-estuarium tussen de Rupelmonding en Bath genomen hebben, vindt zijn verklaring in het

feit dat juist hier belangrijke slibafzettingen naast zandafzettingen aanwezig zijn en we dus zeker waren een zo heterogeen mogelijk milieu te kunnen bestuderen. Anderzijds gaven de werken voor de E3-tunnel (J.F. Kennedy tunnel) te Antwerpen, de bouw van de nieuwe zeesluis te Zandvliet en het aanleggen van een strekdam te Doel de gelegenheid om het ingrijpen van de mens op de morfologie van de stroom voor de beweging van de sedimenten na te gaan.

Tenslotte beschikken we juist in dit gebied over een serie bodemkaarten, opgemaakt door drs A Bastin, die enerzijds een belangrijke basis vormen voor de uit te voeren metingen (we konden op voorhand bepalen welke het bodemsediment op een bepaalde meetplaats zou zijn en hoever dit zich uitstreckte), terwijl ze anderzijds toelaten aan onze resultaten een ruimtelijke interpretatie te geven, voor zover deze althans betrekking hebben op de bodemsamenstelling.

Waarom we ons nu juist op deze studie toegelegd hebben, volgt uit de nood welke ons insziens bestaat aan een betere kennis van de sedimentdynamiek in een estuarium. Niet dat we ons tot doel stelden om de ganse problematiek een oplossing te geven, maar eerder willen we een, zij het kleine, bijdrage leveren aan de reeds uitgevoerde en nog in uitvoering zijnde studies betreffende de herkomst van het sediment in het milieu. We zijn namelijk van mening dat naast de kennis van het door de rivier aangevoerde sediment, en eventueel dit door de vloed vanuit zee aangebracht, een oplossing van het herkomstprobleem niet kan gevonden worden wanneer we niet op de eerste plaats nauwkeurig weten wat er juist gebeurt in de mengzone tussen beide.

Als eerste probleem voor deze studie kunnen we nagaan hoe we bovengenoemde mengzone best kunnen omlijnen. Met andere woorden hoe doet zich het fluvio-mariene evenwicht voor vanuit sedimentologisch standpunt en waar situeert zich deze evenwichtszone in het Schelde-estuarium?

We weten anderzijds dat er een voortdurende aanvoer van sediment plaats vindt in dit gebied. De sedimentatie van dit sediment, aangevoerd vanuit de bovenloop, kan bepaald worden door een bewegingsloze zoutlens, zoals beschreven in de Loire en andere estuaria door L.

Berthois, ofwel door een, vanuit zee langs de bodem binnendringende zoutwig, zoals aangetoond werd in de estuaria van de Rijn en de Nieuwe Rotterdamse Waterweg (Terwindt J.H.J., De Jong J.D. and Van Der Wilk E., 1963). Ook kan de sedimentatie bepaald worden door een situatie zoals deze welke zich voordeed in de Waddenzee en het Eems-estuarium (L.M.J.U. Van Straaten, Ph. H. Kuenen, H. Postma), waar geen zoutwig of hoge, verticale zoutgradient aanwezig is, maar waar het sediment globaal door de vloedgolf landinwaarts wordt gevoerd. In ieder geval vormen zich slib- en zandafzettingen, waarvan zowel de vorming als hun verdere evolutie nauwkeurig dienen bestudeerd te worden.

Tenslotte bemerken we eveneens dat deze studie een belangrijk technologisch aspekt vertoont. Verzanding van drempels, slibverplaatsingen in de thalweg en laterale aanslibbingen in kunstwerken hangen uiteraard nauw samen met bovenvermelde problematiek.

HOOFDSTUK III

WAT IS EEN ESTUARIUM ?

Bij hetgeen we reeds vermeld hebben over de voortplanting van een tijgolf, in het beneden gedeelte van het Scheldebekken, hebben we reeds de term "Estuarium" gebruikt. We moeten nu verder bepalen wat we juist verstaan onder deze term en in hoeverre hij toepasbaar is op de Schelde.

Het definieren van een estuarium is blijkbaar geen eenvoudige zaak; vooral niet wanneer men zich tot opdracht stelt uit te maken wat nu juist een estuarium is en wat er geen is, maar bv. een lagune. In een studie, aan dit onderwerp gewijd, van Caspers H (1967) merkten we twee punten op waaruit de ingewikkeldheid van dit probleem duidelijk blijkt, namelijk : 1) realiteit in de natuur wil in feite zeggen individualiteit.

2) noch de hydrodynamiek, noch de hydrochemie, noch de biologie zijn voldoende gekend en vergeleken voor alle mogelijke vergelijkbare milieus welke op een estuarium betrekking hebben. Zo zien we eveneens bij Van Straaten (1954) dat er slechts weinig of geen milieuvverschillen bestaan tussen de Waddenzee en de estuaria van zuidwest Nederland (waartoe eveneens de Wester-Schelde behoort). Nochtans is de Waddenzee geen estuarium.

De meeste auteurs, welke getracht hebben de term estuarium te definiëren, zijn uitgegaan van een hydrochemische faktor, namelijk het zoutgehalte (en dus de zoutgradient). Alhoewel algemeen aanwezig in het estuariene milieu, is deze zoutgradient nochtans niet exclusief voor dit milieu (ook in de Baltische zee kent men een zoutgradient). Een tweede moeilijkheid stelt zich hier wanneer het erop aan komt de bovengrens van het estuarium te bepalen.

De invloed van de tijgolf reikt immers veel verder dan de zoutgradient. Zo zien we dan twee definities optreden namelijk zij die de

grens samenleggen met de meetbare verhoging van het zoutgehalte (bv. Berthois L. 1964 - Moore, 1952 - Pritchard, 1967 e.a.) en anderen welke de uiterste grens van het dynamisch getij als bovengrens aanne-
men (bv. Bourcart J., 1959 - Derruau, 1958 - Francis Boeuf Cl., 1946
Guilcher A., 1954 etc.).

Een belangrijke bijdrage tot het definieren van het estuariene milieu werd ons insziens geleverd door Caspers H. (1967). Volgens deze auteur is niet alleen de zoutgradient van belang, maar veel meer de instabiliteit van het milieu, zowel hydrochemisch als hydrodynamisch. Dit heeft vooral langs biologische zijde een weerslag, daar het aanwezige leven niet alleen een adaptatie voor brakwater moet vertonen, maar tevens grote en zeer snelle schommelingen, bv. in zoutgehalte, moet kunnen verdragen. We herhalen hier de voornaamste kenmerken volgens Caspers: 1) Estuaries are limited to river mouths in tidal seas.

2) Estuaries often show saline areas, but the extent of these areas differs, depending on the amount of fresh water inflow.

3) In extended estuaries tide-induced currents reach upstream into fresh waterzones, in these cases the upper limit of the estuary corresponds to the upper limit of tidal influence.

4) Estuaries, in contrast to lagoons are characterized by poikilohalinity and the instability of environmental factors.

Een indeling van estuaria wordt gegeven door Berthois L. (1964), op basis van het "fluvio-mariene evenwicht". We kunnen zo vier kategorieën onderscheiden:

- 1) Riviermondingen waarin het evenwichtsgebied stroomopwaarts verschoven is.
- 2) Riviermondingen met een evenwichtszone dicht bij de kust gelegen, maar stroomopwaarts ervan (bv. Loire).
- 3) Riviermondingen met een evenwichtszone aan de kust
- 4) Riviermondingen met een evenwichtszone zeewaarts verschoven.

Een andere, belangrijke, indeling van estuaria is gebaseerd op de mate waarin zout en zoet water in het estuarium met elkaar vermengd zijn. Drie mogelijkheden doen zich voor. Deze zijn schematisch weergegeven in fig. I 5 (naar Simmons, 1955):

- a) In het eerste geval is er praktisch geen vermenging van zoet en zout water. We spreken hier van een "Highly stratified estuary". Een zoutwaterwig dringt onder het buitenstromende zoete water naar binnen. Op het scheidingsvlak van beiden komt een turbulente grens voor. Voor twee vertikalen, A en B, is eveneens een zoutprofiel en een snelheidsprofiel gegeven. De stratifikatie is hiermee zeer duidelijk aangetoond voor sectie B.
- b) In een "Partly mixed estuary" treedt er een steeds toenemende vermenging van zoet en zout water op. Stroomopwaarts hebben we uitsluitend zoet water en vertoont de stroomsnelheid een klein overschot in afwaartse richting (sectie A). Meer zeewaarts is de toestand anders. In de zoutvertikalen (sectie B) kan men nog wel een zekere stratifikatie waarnemen, maar deze is niet zeer uitgesproken. Tegen de bodem (zout water) komt een klein stroomoverschot voor in stroomopwaartse richting. Aan de oppervlakte (zoeter water) is er een duidelijk stroomoverschot in zeewaartse richting. Het contactvlak tussen het zoetere en het zoutere water is nu veel diffuser dan in vorig geval. Ook zet het zich vooral bij hoog water veel steiler, terwijl het bij elk hoog water stroomopwaarts verplaatst wordt.
- c) Voor een "Well mixed estuary" is de bovengenoemde vermenging nog verder doorgedreven. De zoutstratifikatie is nu zo goed als afwezig en de stroomoverschotten zijn nog wel in dezelfde zin gericht, maar veel kleiner dan in vorig geval. Het contactvlak tussen zoeter en zouter water staat hier zeer steil en beweegt nu over een veel grotere afstand met elk getij op- en afwaarts.

Het sedimentatiepatroon voor elk van deze types is verschillend. Bij een gestrafieerd estuarium breedte er een maximale sedimentatie op stroomopwaarts van de zoutwig. In het gedeeltelijk vermengd estuarium is er een verhoogde sedimentatie in het gebied dat bestreken wordt door het op en af bewegende contactvlak. In een goed gemengd

estuarium tenslotte komt geen bevoordeligde sedimentatie meer voor. De sedimentatie is nu beperkt tot die gebieden waar kleinere stroomsnelheden optreden.

Passen we nu al deze gegevens toe op het Schelde-estuarium, dan kunnen we de bovengrens van het estuarium leggen op de verschillende stuwen (bovengrens van het dynamisch tij), ofwel ergens ter hoogte van Temse, wat overeenstemt met de maximale uitbreiding van de zoutgradient. Op basis van de indeling van Berthois L zien we dat het fluviomariene evenwicht zich ver stroomopwaarts uitstrekt (kat. 1).

Op basis van de vermenging van zoet en zout water wordt de Schelde meestal beschreven als een zeer goed gemengd estuarium, (Codde R., 1951, 1958 - della Faille M., 1961 - Peters J.J., 1971), volgens Codde R te wijten aan het feit dat de bedding van de Schelde op Nederlands grondgebied, in een zeer verwilderde staat verkeert waardoor vele dwarsstromen gevormd worden tussen het geulen en bankstelsel, terwijl op Belgisch grondgebied zware bochten zich voordoen waardoor bij vloed praktisch volledige omwoeling van het tijwater gebeurt.

HOOFDSTUK IV

WAT WEET MEN OVER HET SEDIMENTTRANSPORT IN EEN ESTUARIUM ?

Een algemeen gekend verschijnsel in de estuaria is de afzetting van zeer grote hoeveelheden slib en zand, waarbij meestal aangenomen wordt dat het slib zich koncentreert in de ondiepere, lateraal gelegen gedeelten (slikken en schorren) en het zand zich afzet in de thalweg en in de vorm van zandbanken of platen.

Vanwaar nu zijn deze sedimenten afkomstig? Hoe werden ze vervoerd?

Sinds de studies van Hjülström (1939) wordt vrijwel steeds verondersteld dat het slib in suspensie aangevoerd wordt; dit in tegenstelling tot de zandfractie, welke zich als bodemtransport of salterend verplaatst. De meeste studies begaan met deze slibafzettingen, hebben dan ook hun volle aandacht gericht op het suspensie-transport.

Een eerste belangrijke waarneming in verband met de afzetting van slib, was de vaststelling dat fijnverdeeldesuspensiemateriaal samenkit van zodra het in een zouter milieu terecht komt. Dit verschijnsel vindt een gedeeltelijke verklaring in de aantrekkingskrachten welke tussen de fijn gesuspendeerde kleideeltjes kunnen bestaan.

Een uitleg over het physico-chemisch proces dat een rol speelt bij de flokulatie, wordt gegeven in Postma H. (1967). Hieraan ontleen we volgende gegevens. Elementaire partikels met colloïdale of semi-colloïdale afmetingen kunnen een elektrische lading bezitten welke hun gedrag in suspensie zal bepalen. Kleimineralen nu spelen hierin een belangrijke rol. De lading, welke ze bezitten, is gewoonlijk negatief en kan verklaard worden door:

- 1) een voorkeur voor absorptie van anionen, meer speciaal hydroxyl ionen,
- 2) kationische substituties in het kristalrooster en

3) residuele valenties (gebroken bindingen) aan de grens van het partikel.

Deze negatieve lading nu kan opgeheven worden door een tweevoudige laag gehydrateerde kationen, welke zich aan de oppervlakte van het kleimineraal bevinden. De dikte van deze laag is afhankelijk van de geabsorbeerde ionen, de totale ionenconcentratie van het omringende water, de temperatuur en de pH. In water met een klein elektrolietgehalte kan een dikke tweevoudige laag gevormd worden en zal de suspensie stabiel zijn. Bij toenemend elektrolietgehalte echter zal de dikte en het elektrolietisch potentiaal van deze tweevoudige laag afnemen, en de mogelijkheid dat twee partikels samengevoegd worden neemt toe. Kationen welke in oplossing aanwezig zijn, kunnen uitgewisseld worden voor kationen van de tweevoudige laag. Indien nu ionen met valentie groter dan 1 aanwezig zijn, zal hetzelfde aantal kationen een veel groter effect uitoefenen. Dit heeft als gevolg dat kleimineralen in zeewater (met een hoog gehalte aan Mg^{++} en Ca^{++} ionen) zullen flokuleren. In zuiver water werd deze flokulatie tot nu toe niet vastgesteld. De toenemende pollutie van de rivieren echter veroorzaakt op zijn beurt een flokulatie, welke ver stroomopwaarts van de huidige zoutgrens kan reiken (Postma H., 1967).

Gesuspendeerde mineraalpartikels gedragen zich als ionuitwisselende adsorbeers voor de aanwezige ionsoorten. De adsorptie van ionen is, zoals we het bij Pravidic V., 1970, lezen, bepaald door "interfacial forces" welke een Coulomb-natuur bezitten (interactie van tegengestelde ladingen) ofwel zeer specifiek zijn (chemische interactie). De lading zal eveneens afhankelijk zijn van de aard en de concentratie van de aanwezige ionen (meestal deze welke in een concentratie groter dan 10^{-4} mol/l aanwezig zijn). Naast waterstof en hydroxyl ionen, welke in vrijwel steeds dezelfde concentraties aanwezig zijn, spelen eveneens chloriden en sulfaationen met natrium en calcium een belangrijke rol. Eens dat het een lading bezit zal het mineraaloppervlak er naar streven om ionen van tegengesteld teken te adsorberen om het hele systeem elektrisch neutraal te houden. Deze laatste ionen worden echter slechts zwak weerhouden en kunnen, in functie van wisselende milieuomstandigheden weer afgegeven worden.

Uit metingen van het elektrostatisch potentiaal (of zeta-potentiaal) verricht op suspensie van kleimineralen in water met wisselend zoutgehalte, toont Pravdic V. verder aan dat de lading van de gesuspendeerde mineraalpartikels verschilt. Ze is negatief voor water dat minder dan 1,8% zout bevat en is positief voor zeewater. Tussen beide komt een overgangszone voor waarin het zeta-potentiaal van negatief naar positief evolueert. Er stelt zich hier dus niet alleen een probleem van flokulatie, maar eveneens dat van een selectief ionen-transport, zodat ionen, welke aan gesuspendeerde partikels gehecht zijn, bij overgang van zoet naar zoutmilieu of omgekeerd, opnieuw kunnen afgegeven worden. (Ook een studie, uitgevoerd door Meeussen M., 1971, op Scheldeslib, toont dit zeer duidelijk aan). Hieruit volgt dat eveneens het flokulatieproces reversibel kan zijn (zie hiermomtrent eveneens Demarara Coastal Investigations, 1962).

Een onderzoek, uitgevoerd door Migniot C. (1968), toont aan dat, voor een concentratie van 2 g/l aan slib, de flokulatie, uitgedrukt door de valsnelheid van de gevormde flokullen, een maximum bereikt voor een zoutgehalte van 2%. en verder, bij toenemend zoutgehalte tot 30%, vrijwel konstant blijft. Voor een concentratie echter van 10 g/l treedt eveneens een zeer hoge waarde op bij 1,5%. De valsnelheid neemt dan verder toe tot er bij 5% een maximum bereikt wordt, waarna de valsnelheid enigszins afneemt. fig. I 6A.

Naast het zoutgehalte spelen eveneens de pH van het water, de diameter van de elementaire sedimentpartikels en de concentratie van het suspensiesediment een rol. Om de invloed van de korrelgrootte van de elementaire sedimentpartikels uit te drukken is, volgens Migniot C., 1968:

$$F = \frac{W_f}{W_d} \quad (2)$$

waarin F = maximale flokulatiefaktor

W_f = de valsnelheid van de gevormde vlokken

W_d = de valsnelheid van de elementaire sedimentpartikels

F zal des te groter zijn naarmate de elementaire sedimentpartikels kleiner zullen zijn (fig. I 6B). Verder geldt volgens deze auteur

eveneens dat:

$$F = 250 \cdot W_d^{-0.9} \quad (3)$$

Deze empirische vergelijkingen wijzen erop dat de gevormde vlokken valsnelheden zullen vertonen tussen 0.15 en 0.60 mm/sec, terwijl men eveneens kan vaststellen dat de flokulatie geen invloed meer heeft op de partikels met een diameter groter dan 30 μ . 0,50 à 2,00 m/mur

De flokulatie en de valsnelheden van de gevormde vlokken worden eveneens beïnvloed door de dichtheid van de suspensie. Volgens Migniot C. bestaat hiervoor een maximum bij 15 g/l concentratie, waarbij de valsnelheid 10 keer hoger is dan bij 1 à 2 g/l. Boven deze waarde echter zal de valsnelheid van de vlokken sterk gehinderd worden en derhalve afnemen (fig. I 6C).

Naast deze fysische verschijnselen echter bestaan er eveneens invloeden van biologische aard. Deze werden reeds zeer vroeg erkend door Brockmann (1935) en andere onderzoekers. Een overzicht hiervan vindt men in Van Straaten L.M.J.U. - 1954 en Van Straaten L.M.J.U. and Kuenen Ph. H. (1957).

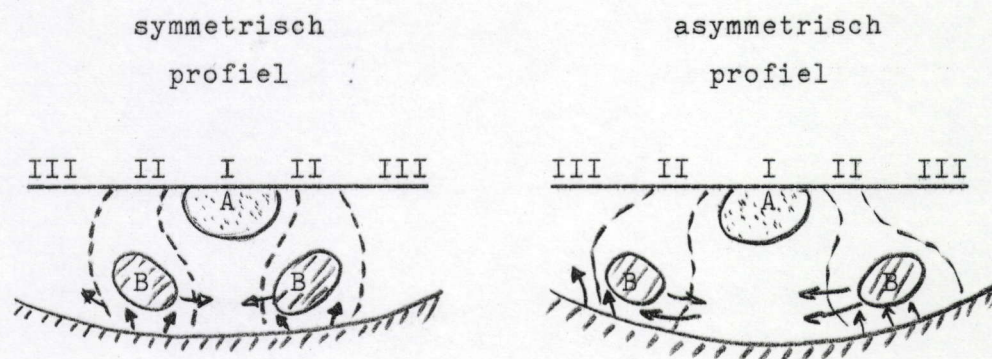
Verschillende dieren filteren gedurende hun voedingsproces het slib uit het water en verwijderen dit terug, al dan niet in de vorm van uitwerpselen (faecel pellets). Hierbij echter wordt het slib vrijwel steeds stevig gecoäguleerd. Diatomeen omringen zich met een kleverige stof waarin het slib vastgehecht kan worden. Sommige wieren (o.a. Microleus chthonoplastes Thur, in Hommeril P et Rioult M. 1965) kunnen uitgestrekte netwerken vormen waarin het slib dan gevangen wordt.

Deze biologische fixatieprocessen zijn zeer belangrijk in het estuariene milieu en vermoedelijk zelfs belangrijker dan de elektrostatische aantrekkingskrachten tussen kleideeltjes (o.a. Van Straaten L.M.J.U., 1954 en Rheinhold Th., 1949).

Ook bij de studie van de sedimentatie in het estuarium van de Seine wijst Rajcevic B.M. (1957) op het feit dat niet het zoutgehalte de belangrijkste flokulatiefactor is, maar wel de aanwezigheid van

organisch materiaal. Het slib komt in geflokuleerde toestand vanuit de bovenloop het estuarium binnen. Deze vlokken kunnen zich verder vasthechten aan organisch resten, kwartskorrels en andere voorwerpen.

Het fijn verdeelde suspensiemateriaal komt dus in een milieu waar de kansen op aaneenkittig in allerlei opzichten zeer groot zijn. Hierdoor zijn natuurlijk ook de bezinkingskansen toegenomen. Het transport en de afzetting van dit gesuspendeerde sediment werd door Leighly (1932 - 1934) nadrukkelijk in verband gebracht met de turbulentiepatronen welke in een stroom optreden. Deze turbulentie wordt tot uitdrukking gebracht in de zogenaamde "Austausch Koefficient" (Az). Uitgaande van de verdeling van de stroomsnelheid in verschillende vertikalen in een dwarssectie van de stroom, is het mogelijk de minimale en maximale turbulentiezones te bepalen en uiteraard de invloed hiervan op het sedimenttransport. Schematisch kan men de turbulente zones in vergelijking met de zones van maximale stroming als volgt weergeven:



A: maximale snelheden

B: maximale turbulenties

I: axiale zone met hoge snelheden

II: aanliggende zones met intense turbulenties en gematigde snelheden

III: laterale zones met lage snelheden en lage turbulentie

Naast deze verdeling van turbulentie treden eveneens verticale en horizontale verschillen op in de verdeling van de turbiditeit. Hierdoor zal er een diffusie mogelijk worden van gesuspendeerde deeltjes in de richting van de laagste turbiditeitswaarden.

Belangrijk in de studies van Leighly is wel het feit dat het niet de zones zijn met de hoogste snelheden waar ook de hoogste turbiditeiten optreden, maar wel deze welke lateraal hiervan gelegen zijn. Verder wijst deze auteur erop dat: "Diffusion into lateral regions may even take place against a current and the desposition of the suspended material give rise to forms inexplicable in terms of the traditional conception".

Stromingen in estuaria zijn even groot, of zelfs groter, dan in de bovenloop van het bekken. Het kan dus niet zijn, zoals Cl. Francis-Boeuf (1947) opmerkt, dat de vastgestelde verfijning van het sediment te wijten is aan een differentiele sedimentatie onder invloed van de gravitatiekrachten. Turbulentie van het water en verhoogde dichtheid als gevolg van het toenemend zoutgehalte werken de sedimentatie van deze fijne deeltjes zelfs tegen.

Naast de sedimentatie als gevolg van de zwaartekracht schijnt evenmin de flokulatie de afzetting van dit slib te kunnen verklaren. De fysico-chemische omstandigheden (pH, zoutgehalte, ionenkencentratie, temperatuur) van het water variëren immers in het estuarium zowel in de ruimte als in tijd, terwijl anderzijds de omstandigheden welke flokulatie bevorderen, verschillen naargelang de aard van het sediment. Herhaaldelijk werd zowel door Cl. Francis Boeuf als door J Bourcart opgemerkt dat flokulatie optrad en weer verdween over een afstand van 500 m in het estuarium van de Penzé. Tenslotte wijst deze auteur er zeer terecht op dat het slib niet alleen afgezet wordt in het gedeelte van het estuarium waar het zoutgehalte een rol speelt, maar eveneens ver stroomopwaarts daarvan, namelijk daar waar alleen een dynamisch getij optreedt.

Om de sedimentatie van slib te verklaren zijn volgens deze auteur drie vaststellingen van groot belang: 1) het water van de estuaria bevatten een belangrijke stock aan suspensiemateriaal,

2) tweemaal daags treedt de getijwerking op, wat erop neerkomt dat dagelijks het water zich terug trekt gedurende 12 uren en

3) het slib zet zich

hoofdzakelijk af op de lateraal hoger gelegen delen van het estuarium (slikken) en slechts in geringe mate in de stroomkanalen (thalweg) zelf.

Door het spel van het getij heeft men dus dagelijks afzetting van een dun laagje suspensiemateriaal op de slikken. Bij deze afzetting van slib, die het gevolg is van "pseudo-capillaire" krachten, welke optreden op het ogenblik dat slechts een dun waterlaagje het oppervlak van de slikken bedekt, speelt juist de flokulatie een zeer grote rol. De gevormde vlokken immers hebben een zeer groot specifiek oppervlak, wat de afzetting als gevolg van oppervlaktekrachten natuurlijk in de hand werkt.

Waarnemingen hebben aangetoond dat er tussen de verandering van stroomsnelheid en de variatie in de turbiditeit tijdsverschillen bestaan (lags). Dit heeft Van Straaten L.M.J.U. en Kuenen Ph. (1957) er toe aangezet om de zogenaamde "Settling lag" en "Scour lag" theorieën te formuleren.

Tussen het ogenblik waarop de stroming nul wordt en dit waarop de turbiditeit het laagste is, bestaat er een zeker tijdsverschil. Ook tussen het inzetten van de stroming en het ogenblik waarop een korrel (opnieuw) in suspensie gebracht wordt, is er een verloop van tijd. In het eerste geval is de blijvende suspensiedichtheid te wijten aan het feit dat een sedimentpartikel een zekere tijd nodig heeft alvorens de bodem te bereiken. In het tweede geval moet de stroomsnelheid voldoende zijn toegenomen, alvorens erosief te kunnen optreden. Uitgaande nu van deze verschijnselen is het volgens genoemde auteurs mogelijk om de toenemende suspensiedichtheid in de richting van een gebied met lagere stroomsnelheden te verklaren. Dit wordt verder verduidelijkt in onderstaande figuur:

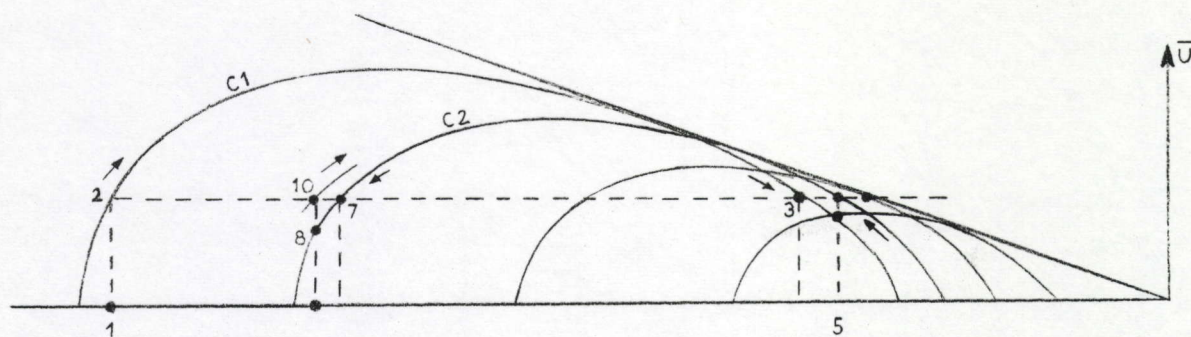


fig 1

In fig. 1 heeft men in abscis een denkbeeldige weg langs dewelke van links naar rechts een steeds afnemende gemiddelde stroomsnelheid voorkomt. In ordinaat is de stroomsnelheid weergegeven. De paraboolvormige krommen geven de snelheid weer waarmee een gegeven watermassa over elk projectiepunt van de voorgestelde weg voorbij komt. Bij het opstellen van dit diagramma worden enkele voorafgaande beperkingen gemaakt: 1) de stroomsnelheid moet in elk punt variëren als een sinus-functie

- 2) de tijdbeweging moet te vergelijken zijn met een staande golf
- 3) op elk ogenblik van het tij nemen de stroomsnelheden af van punt tot punt, in lineair verband met de afstand
- 4) de stroomsnelheden variëren niet volgens een vertikale.

Laten we nu aannemen dat voor een gegeven snelheid U_1 een partikel opgenomen wordt van de bodem in punt 1 en opgeheven tot in punt 2. Het zal dan verder landinwaarts gevoerd worden langs de overeenkomstige kurve tot in punt 3, waar de snelheid zo ver gedaald is dat een verder transport niet meer mogelijk is. Het partikel zal dus vanaf hier naar de bodem beginnen zinken en deze pas bereiken in punt vijf.

Bij het daaropvolgende tij kan dit sedimentpartikel opnieuw opgenomen worden. Dit gebeurt echter niet in dezelfde massa water (voorgesteld door kromme C1) als degene waaruit het bezonken is. In feite zal het partikel opgenomen worden door een massa water welke meer van rechts op de figuur afkomstig is (kurve C2). Het partikel wordt dan

opgenomen in punt 5 en opgeheven naar punt 6, vanwaar het vervoerd wordt naar punt 7, om de bodem te bereiken in punt 9. Ten opzichte van de uitgangspositie (punt 1) is het partikel dus naar rechts verplaatst.

Gelijkaardige hypotesen kunnen nu eveneens opgesteld worden voor partikels welke de bodem niet bereiken alvorens de stroomsnelheden opnieuw in kracht beginnen toe te nemen; dit verandert echter niets essentieels aan de theorie van de "settling lag".

Naast deze "settling lag" treedt eveneens de zogenaamde "Scour lag" op. Deze is het gevolg van het feit dat er een hogere stroomsnelheid vereist is om een sedimentpartikel te eroderen, dan om hem te transporteren (Hjulström, 1939 en Sundborg, 1956). Hierdoor zal de verplaatsing naar rechts van het sedimentpartikel in fig. 1 nog meer geaccentueerd worden. Dit wordt in volgende figuur (fig. 2) aangetoond. Een partikel, opgenomen in punt 1, zal langs kromme C1 verplaatst worden naar rechts.

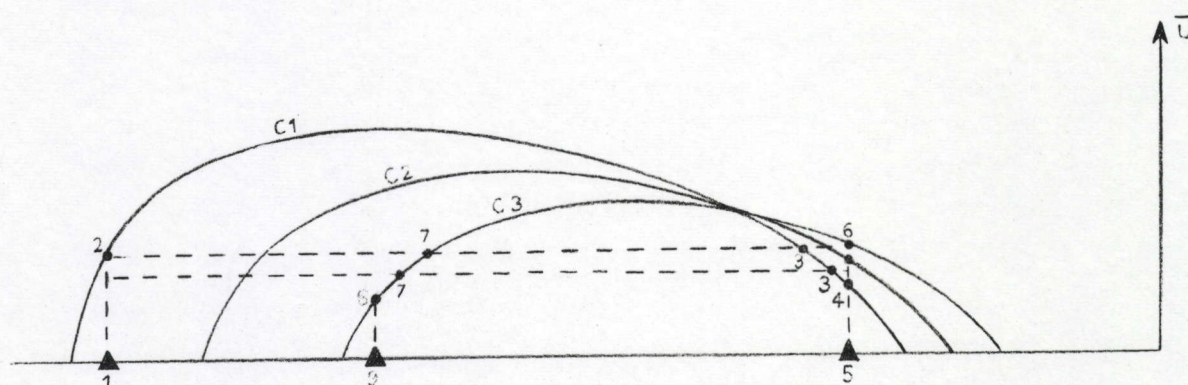


fig 2

In plaats van echter te bezinken vanuit punt 3 (overeenkomstige snelheid waarbij het partikel geërodeerd werd) zal dit pas gebeuren bij een lagere snelheid, namelijk in punt 3', en de korrel zal de bodem bereiken in punt 5. Bij het daaropvolgende tij kan erosie nu pas plaatsgrijpen bij een snelheid bereikt in punt 6 en niet 6' zoals in het vorige geval werd verondersteld. Langsheen kromme C3 (in plaats van C2) grijpt nu een transport naar links plaats. Dezelfde

redenering als deze toegepast voor punt 6 gaat ook hier nu van toepassing zijn. Het sedimentpartikel zal pas beginnen zinken bij een snelheid lager dan deze waarbij het geërodeerd werd (in het diagramma is dit punt 7' in plaats van punt 7). Het bereikt de bodem op punt 9. De afstand 1 tot 9 zal bij de gekombineerde werking van "Settling lag" en "Scour lag" groter zijn, dan bij de "Settling lag" alleen.

Bij het opstellen van deze theoriën werd door de auteurs alleen rekening gehouden met de kompetentie van het stromende water en niet met de capaciteit. Zij waren van oordeel dat in het milieu van de wadden het water steeds zeer ver beneden zijn capaciteit geladen was. Steunend op deze theorie kan men een landwaarts transport van zijn sediment verklaren, ondanks de steeds afnemende stroomsnelheden.

De sedimentdynamiek van de Loire werd reeds zeer uitvoerig bestudeerd door L. Berthois, die in verschillende publikaties hierbij gewezen heeft op een ander aspect van de sedimentatie in een estuarium. Uit talrijke van zijn metingen komt deze auteur tot de vaststelling dat er in het Loire-estuarium, als gevolg van de zoutstratifikatie, ontstaan door het contact tussen het binnendringende zee-water en zoete rivierwater enerzijds, en de steeds kerende stroomsnelheden anderzijds, er een onbeweeglijke lens zout water voorkomt tegen de bodem op bepaalde ogenblikken van het tij. Dit is weergegeven in het schematisch lengteprofiel van de Loire, overgenomen uit het werk van L. Berthois (1964) (fig. I 7). De auteur beschrijft deze onbeweeglijke lens als "...une lentille d'eau qui reste immobile pendant une longue periode du jusant sous l'effet d'un équilibre s'établissant, dans la tranche d'eau inférieure du fleuve, entre la montée des eaux océaniques traduite par une force vive exercée vers l'amont et l'écoulement des eaux du fleuve dont la résultante est une poussée vers l'aval".

Op het ogenblik dat de uitbreiding van deze zoutlens maximaal is (fig. I 7A) treedt er een massale sedimentatie op stroomopwaarts van deze lens. Vervolgens zal de bovenste waterlaag, welke water bevat dat stroomafwaarts stroomt, in grootte gaan toenemen (fig. I 7B)

en uiteindelijk de bodem bereiken. Het is op dit ogenblik dat een gedeelte van het gedekanteerde sediment opnieuw in suspensie kan gebracht worden en verder stroomafwaarts vervoerd. 6 uur na hoog water is de toestand zoals weergegeven in fig. I 7C. Er bestaat nog een duidelijke stratifikatie wat de turbiditeiten betreft: deze zal echter van korte duur zijn vermits ongeveer een half uur later stroomkentering optreedt. Gedurende het grootste gedeelte van de vloed zal een gedeelte van de afgezette sedimenten opnieuw stroomopwaarts vervoerd worden. Het water is nu slechts weinig suspensiehoudend in de bovenste waterlagen, terwijl **tegen de bodem een dichte suspensie** waar te nemen zal zijn (fig. I7D).

In fig. I 7E tot G zijn enkele dwarsprofielen getekend waarin de onbeweeglijke zoutlens is aangegeven, samen met de stratifikatie van het zoutgehalte.

Deze zoutlens is geen statisch verschijnsel, gebonden aan een bepaalde plaats, maar kan migreren in functie van factoren zoals het bovendebiet en de kracht van het binnendringend tij. In de zomerperiode (droge periode met kleine bovendebieten) is ze ver stroomopwaarts in het estuarium gelegen. Hoge temperaturen (en dus lage viscositeitswaarden) bevorderen hierbij de sedimentatie. In de winter daarentegen (bovendebieten meer dan $4.000 \text{ m}^3/\text{sec.}$ tegen $150 \text{ m}^3/\text{sec.}$ in de zomer) verplaatst deze lens zich naar de monding. Daarbij komt nog dat nu de tijd, gedurende dewelke deze onbeweeglijke lens optreedt, opmerkelijk verlengd wordt (meer dan 7 uren). Er zal zich dus in deze periode een belangrijke stock aan sedimenten in de monding van de Loire opstapelen.

Naast deze longitudinale sedimentverplaatsingen treedt er eveneens een laterale verschuiving op van de zone met hoge turbiditeiten. In de zone met de hoogste turbiditeiten nam L. Berthois (1958, 1964) een verschuiving waar van het maximum van de turbiditeit van de thalweg naar de slikken toe gedurende vloed. Gedurende de ebperiode zien we dat in de thalweg een steeds toenemende turbiditeit ontstaat, welke gedeeltelijk te wijten is aan een erosie van slib dat gedurende de voorbijge stroomkentering op de slikken afgezet werd. Onmiddellijk na

het boven water komen van de slikken treedt dan ook een markante daling in de suspensiedichtheid op. De auteur besluit deze waarnemingen als volgt: "Ainsi, les eaux turbides sont le siège de deux mouvements, l'un longitudinal, de sens aval-amont et l'autre transversale. Cette "pulsation" laterale des eaux turbides accompagnant leur déplacement longitudinal, explique l'envasement particulièrement important des zones riveraines dans l'estuaire de la Loire, la rapidité des envasements en arrière des épis dans la région de Saint Nazaire à Donges et l'envasement du port de Saint Nazaire".

De sedimentatie in de nieuwe Rotterdamse Waterweg wordt volgens Terwindt J.H.J.; de Jong J.D.; en van der Wilk E. (1963) vooral bepaald door de eb- en vloedstromen in het onderste 25-procent gebied van de diepte. Hierbij dient rekening gehouden te worden zowel met de duur als de intensiteit van de maximumsnelheden. Vergelijk van deze waarden bij eb of vloed laat toe een surplus in een van beide richtingen op te stellen. De diepte waarop de bodem bij maximale erosie gedurende een tijd uitgeschuurd wordt, noemen zij "basic erosion plane", waarvan verder gezegd wordt dat "...Neither the depth of this basic erosion plane below the bottom at the turn of the tide, nor the grain size composition of that place are constant, but are dependent on the maximum current velocities occurring in a tidal cycle".

In het fluviatiele gedeelte van het stroombekken ligt dit erosievlak juist onder het oppervlak. De sedimenten, die hierop afgezet werden, vertonen een geleidelijke overgang van grof naar fijn (graded bedding). In het estuarium zelf, waar er een regelmatige inversie van de stroomsnelheid is, zal men zowel voor vloed als voor eb een "basic erosion plane" hebben. Beide zullen niet noodzakelijk even diep onder het oppervlak gelegen zijn. Naargelang de invloed van het tij groter is, zal dit erosievlak dieper liggen en zal de korrelgrootte ervan groter zijn.

We willen hierbij nog opmerken dat de studies, uitgevoerd door Terwindt, De Jong en van der Wilk, praktisch uitsluitend betrekking hebben op zandrijke sedimenten, terwijl bij de beschouwing van het transport alleen rekening gehouden wordt met de competentie van de stroming.

Bij zijn studies, betreffende het sedimenttransport in de Seine, maakt Vigarié A. (1965) enkele opmerkingen in verband met de theoriën van Glangeaud M.L. (1938), Francis Boeuf Cl. (1947) en Berthois L. (talrijke publikaties over de Loire). In tegenstelling tot deze auteurs merkt hij op dat: "La charge en suspension n'est qu'un élément intervenant dans le colmatage..., il est possible que ce ne soit pas le seul important". Ook het grovere sediment, dat over de bodem vervoerd wordt, speelt een belangrijke rol. (We willen er hier op wijzen dat volgens Berthois L (1964) het bodemtransport van grof sediment in de Loire ongeveer 30% van het totale transport bedraagt). Verder schijnt geen enkele meting, op de Seine verricht, op de aanwezigheid van een "lentille d'eau immobile" te wijzen, terwijl hij opmerkt in verband met "le bouchon vaseux": "...il convient d'adopter une très grande réserve pour dégager quelques conclusions". Het onderzoek van Vigarié A. daarentegen wijst er meer op dat: "... les faits de turbidité paraissent étroitement liés aux phénomènes locaux et internes de l'exutoire du fleuve; des poussées turbides naissent localement, et s'affaissent de même, la translation des masses fortement chargées restant faible; les déplacements alternatifs des eaux ne s'accompagnent donc pas totalement d'une migration concomitante des sédiments en suspension". Hij vestigt eveneens de aandacht op het belang van laterale verplaatsingen van suspensiesediment (zie eveneens Berthois L.).

Tenslotte merkt deze auteur op dat, alhoewel op bepaalde ogenblikken grote hoeveelheden suspensiesediment in zee worden gestort door de eb-stromen, er toch steeds een gedeelte daarvan door de daaropvolgende vloed opnieuw landinwaarts wordt gevoerd. Dit wordt eveneens bevestigd door het korrelgrootteonderzoek. Dit proces blijkt echter zeer complex en slecht gekend te zijn. Studie van de stroomsnelheden wijzen immers uit dat het niet dezelfde watermassa's zijn die het sediment bij eb in zee brengen en bij vloed terug landinwaarts. In dit proces dienen: dekantatie, terug in suspensie brengen, laterale vermengingen, flokulatie van het slib, gekombineerd te worden.

Hij besluit deze beschouwing met de opmerking dat: "l'idée s'impose d'une remise en cycle permanente d'une part au moins notable des alluvions en suspension".

Een speciaal geval van ontstaan van een zoutwig in estuaria, en het belang hiervan voor het sedimenttransport, vinden we besproken bij Ir. J. J. Peters -1968, 1969). In lateraal gelegen kunstwerken kunnen volgens deze auteur densiteitstromingen ontstaan, welke het gevolg zijn van een verschil in snelheid waarmee het zoutgehalte toeneemt bij vloed in de stroom en in het kunstwerk. De toename gebeurt vlugger in de stroom dan in het kunstwerk. Deze vertraging doet een zoutgradient ontstaan met een toename naar het kunstwerk. Een densiteitstroom van zout water stroomt nu langs de bodem het kunstwerk binnen en duwt het zoetere water langs de oppervlakte buiten (fig. I 8). Gaat deze densiteitsstroom gepaard met hogere turbiditeitswaarden in de stroom, dan zal hierdoor de aanslibbing in dit kunstwerk sterk bevorderd worden.

Uitgaande van een uitvoerige studie van de rheologische eigenschappen van slibafzettingen, werd door Migniot C. (1968) eveneens het gedrag van slib onder inwerking van hydrodynamische krachten bestudeerd. Studies werden verricht in het laboratorium evenals in de natuur.

Zodra het slib bezonken is, bv. gedurende een tijdstilstand, gedraagt het zich volgens deze auteur, als een viskeuze vloeistof (crème de vase) met tussen dit slib en de overdekkende vloeistof een diskontnuïteits-oppervlak. In werkelijkheid zal een toenemende stroomsnelheid de ganse sliblaag in beweging brengen, nadat de stroomsnelheid voldoende is gestegen. Aanvankelijk ontstaat aan het oppervlak van het slib een ondulatorische beweging, als gevolg van het verschil in snelheid tussen de twee vloeistoffen. Daarna, bij hogere snelheden, komt de ganse sliblaag in beweging. Bij nog hogere snelheden kan tenslotte de sliblaag losgerukt worden. Dit laatste gebeurt blijkbaar met een reeks wervels, waarbij het water sterk met gesuspendeerd slib beladen wordt.

Het verloop van dit proces is sterk verschillend naargelang de concentratie van het slib. Ook de aard van de mineralogische- en korrelgroottesamenstelling zijn zeer belangrijk voor het bepalen van de snelheid waarmee het slib zal geërodeerd worden. In fig. I 6D is een kromme gegeven van de kritische erosiesnelheid voor de slibafzettingen in estuaria. Het slib van de Fodda stemt, wat mineralogische samenstelling betreft, met dit van de Schelde overeen.

Verder zijn eveneens de concentratie aan sedimentpartikels en de oorspronkelijke rigiditeit van het slib zeer belangrijk, evenals de samenstelling van het watermilieu (zoutgehalte). De invloed van zandbijmenging aan het slib is slechts gering voor zover minder dan 40% zand toegevoegd wordt. De erosiesnelheid schommelt dan rond 57 cm/sec ($U_* = 2,4$ cm/sec) (cijfers voor slib van het Fodda-estuarium). Wanneer meer fijn zand aanwezig is, daalt de erosiesnelheid tot 32 cm/sec ($U_* = 1,35$ cm/sec).

De beweging van sedimenten werd in een kunstmatig estuarium bestudeerd, terwijl parallel een studie op enkele natuurlijke estuaria verricht werd. Het zijn deze laatste resultaten welke we hier in het kort weergeven. De natuurgegevens weerspiegelen slechts zeer zwak de vereenvoudigde schema's van het model.

- In een gegeven punt van het estuarium neemt de maximale turbiditeit gedurende een getij exponentieel toe, in functie van de tijamplitudo.
- Gedurende eenzelfde tij, is de turbiditeit niet direkt gebonden aan de gemiddelde stroomsnelheid op dat punt. Herhaaldelijk werd een plotse toename aan turbiditeit tegen de bodem vastgesteld na stroomkentering van eb. Vermoedelijk bestaat er op dat ogenblik een snelheidsgradient, welke belangrijk genoeg is om een sterke turbulentie te veroorzaken.
- De turbiditeitsgradienten tussen de bodem en de oppervlakte, schijnen belangrijker te zijn gedurende vloed dan bij eb en stroomopwaarts belangrijker dan stroomafwaarts.
- De turbiditeiten nemen toe naarmate men zich stroomopwaarts verplaatst in het estuarium om vervolgens opnieuw te dalen wanneer de grens van het fluvio-mariene evenwicht bereikt wordt.

- Over het algemeen genomen, is de resultante van de sedimentverplaatsing stroomopwaarts gericht gedurende droge perioden. Belangrijke slibhoeveelheden kunnen dan stroomopwaarts verplaatst worden. Bij hoge bovendebieten zal het tegenovergestelde transport kunnen plaats vinden.
- De aanwezigheid van een zoutgradient of zoutwig kan de sedimentverplaatsing in sterke mate beïnvloeden.

HOOFDSTUK V

HERKOMST VAN HET SEDIMENT IN HET SCHELDE-ESTUARIUM

Over de mariene, kontinentale of lokale herkomst van het sediment, dat zich in het fluvio-marine evenwichtsgebied van het estuarium afzet, werden voor verschillende estuaria verschillende resultaten bekomen. Een zeer goed overzicht van deze resultaten wordt gegeven door Guilcher A. (1967). We zullen er hier dan ook niet verder op ingaan. Het moge wel onmiddellijk duidelijk zijn dat we hier voor een probleem staan dat niet zeer eenvoudig op te lossen is. Niet alleen is nog weinig geweten over het transport van sedimenten in estuaria, maar de sedimenten zelf van de estuaria zijn veelal slechts in geringe mate verschillend van het hen omringende milieu (zee, land, ondergrond).

Ook over de herkomst van het sediment in het Schelde-estuarium werd reeds heel wat geschreven, zodat we in de volgende paragrafen zullen trachten hiervan een overzicht te geven.

a) Baak J.A. (1936)

De zware mineralensamenstelling van het Schelde-sediment, tussen Vlissingen, en de Belgische-Nederlandse grens, dat door deze auteur werd bestudeerd, verschilt niet essentieel van de H-zanden. Deze zanden met een H-samenstelling* (zo gedefinieerd door Baak J.A.) beslaan het grootste gedeelte van het bodemsediment van de zuidelijke Noordzee. Er bestaan nochtans enkele verschillen ten opzichte van de zuivere H-samenstelling door de konstante aanwezigheid van een vrij hoog percentage metamorfe mineralen (vooral distheen en stauroliet). De aanwezigheid van deze metamorfe mineralen wijst, volgens Baak, op een erosie van de onderliggende tertiaire zanden. Ook het vrij hoge glauconietgehalte van het Schelde-sediment kan op een tertiaire invloed wijzen. Geen enkele analyse nochtans bleek enige aanduiding voor een aanvoer van sediment vanuit de bovenloop, te be-

* cfr blz. 52, tabel 11.

vatten. Hieruit volgt dus dat in de oost-west gerichte zeearm van het Schelde-estuarium, sediment afgezet werd, vanuit zee aangevoerd, waaraan zich een hoeveelheid sediment uit de onderliggende tertiaire lagen heeft gevoegd.

b) Crommelin R.D. (1949)

Het korrelgrootte- en mineralogisch onderzoek, uitgevoerd door Crommelin R.D., betrof zowel monsters van het estuariene gedeelte, als van de bovenloop van de rivier. Het korrelgrootte onderzoek werd verricht met de Atterberg dekantatiemethode voor enkele monsters en de pipet-methode voor het merendeel van de monsters. Analysen volgens de Atterbergmethode wezen op een mariene herkomst voor de monsters van het estuariene gedeelte. In vergelijk immers met sedimenten van de Waddenzee, welke op gelijkaardige wijze geanalyseerd werden, komt ook hier een konstante verhouding voor tussen de frakties kleiner dan 25 μ en een grotere divergentie voor de grovere frakties.

Het toepassen van de pipet-methode (deze bleek nuttiger voor het behandelen van een grotere hoeveelheid monsters) vertoonde het nadeel van minder nauwkeurig te zijn. De ijkmonsters vertoonden namelijk een grotere spreiding dan dit het geval was voor de Atterbergmethode. Wil men dus onderscheid maken tussen mariene- en fluviatiele sedimenten, op basis van de spreiding tussen de monsters, dan dient hiermede rekening gehouden te worden. De monsters nu van de bovenloop van het Scheldebekken (Rupel, Nethe, Leie) vertoonden een spreiding, welke in belangrijke mate groter is dan de hoger vermelde meetbeperking. De monsters, genomen in het estuarium (schorren), hadden een spreiding welke wel groter was als deze bekomen met de Atterbergdekantatie, maar kleiner dan waargenomen bij de monsters afkomstig van de bovenloop. Een mariene herkomst van dit estuariumsediment schijnt zich dus op te dringen.

Het zware mineralen onderzoek van deze sedimenten wijst uit dat de verschillen tussen de verschillende milieus vooral van kwantitatieve aard zijn. Het bodemsediment van de Schelde vertoont dezelfde samenstelling als weergegeven bij Baak J.A. (1936). Het schorrese-

diment daarentegen bevat een hoger zirkoon- en een lager granaatgehalte. De monsters van de bovenloop vertonen een samenstelling analoog aan deze van de schorre. Deze verschillen kunnen echter aan korrelgroottevariatiën te wijten zijn. Het is dus niet mogelijk hieruit iets over de herkomst van het sediment af te leiden.

De studie van de lichte mineralen schijnt op dit gebied betere resultaten te leveren (cfr p 51 tab. 10). Het onderzoek, dat op de verschillende frakties afzonderlijk werd verricht, wijst op de kwantitatief belangrijke verschillen tussen de sedimenten van de verschillende milieus, vooral in de fijnere frakties (10-25 μ). Het onderscheid tussen het mariene- en fluviatiele sediment is vooral duidelijk in het mica-gehalte, dat zeer laag is in het fluviatiele sediment. Hieruit zou men tot een mariene herkomst voor het estuariene sediment kunnen besluiten.

c) Tison G. jr. (1958)

Uit een studie van de voortplantingssnelheid van het getij in het Schelde-estuarium, blijkt dat de verbeteringen aan de stroom, zoals baggerwerken en het wegnemen van allerlei hindernissen, sinds het einde van vorige eeuw, geleid hebben tot een vermindering van de hydraulische weerstand van de stroom. Hierdoor is de voortplantingssnelheid van de getijgolf aanzienlijk gaan toenemen, wat op zijn beurt tot een sterke toename van de gemiddelde snelheden van vloed ten opzichte van deze bij eb, geleid heeft. Ten einde nu de invloed hiervan na te gaan op het zandtransport, heeft de auteur enkele berekeningen gemaakt welke gebaseerd zijn op de formules van Dubois (1879), Schoklitsch (1926) en Straub (1939);

$$G = a.D.H.S (H.I - b) \quad (4)$$

waarin: G = vast debiet in gewicht per eenheid van breedte

a en b = coëfficiënten welke afhankelijk zijn van de diameter van het sediment

H = waterdiepte

S = helling van het wateroppervlak

D = diameter van het sediment

Verder werden de berekeningen uitgevoerd voor sedimentpartikels met een diameter van 0.300 en 0.500 mm, een bovendebiet van $65\text{m}^3/\text{sec}$ en een debiet bij eb van $230\text{m}^3/\text{sec}$. Deze voorwaarden komen voor ter hoogte van Buggenhout (resultaten gebaseerd op de jaarlijkse gemiddelden van 1920 - 1930). Onder deze omstandigheden en voor het gegeven sediment, nadert het transport bij vloed gevaarlijk dicht tot dit bij eb, alhoewel gemiddeld een stroomafwaartse afvoer zal plaats vinden. Voor een vermindering echter van 15% (dit is het geval indien het gemiddeld bovendebiet van 1944 - 1951 in rekening wordt gebracht) wordt het transport bij vloed zelfs groter en bestaat er de mogelijkheid dat het sediment stroomopwaarts verplaatst wordt.

In het slot merkt de auteur nochtans op dat, vermits de reële snelheid voortdurend rond de gemiddelde waarde fluktueert, het niet uitgesloten is dat een afzetting van materiaal, tengevolge van een langdurige kalme periode in een relatief korte tijdspanne, bij zeer hoog bovendebiet opnieuw geëvacueerd wordt. Met andere woorden de gegeven cijfers hebben slechts een zeer benaderend karakter.

d) della Faille M. (1961)

Een uitvoerige studie van het sediment van het Schelde-estuarium, de bovenloop en de Noordzee, werd verricht door della Faille M. in nauwe samenwerking met de Belgische zeemacht.

Een sedimentologische studie, zoals door deze auteur gepland, maakte voorafgaandelijk een indeling van het te bestuderen gebied noodzakelijk. Dit werd als volgt gedaan:

- a) het gedeelte van het bekken stroomopwaarts van het dynamisch getij
- b) het gedeelte van het bekken onderworpen aan een dynamisch getij, dit gedeelte is stroomopwaarts van Temse gelegen
- c) het gedeelte onderworpen aan het zoute getij, dit strekt zich uit tussen Temse en Vlissingen
- d) de Noordzee.

De turbiditeitsmetingen, in de verschillende gedeelten uitgevoerd, tonen het bestaan aan van twee maxima, waarvan een eerste over-

eenkomt met een minimum aan zoutgehalte en een tweede met een maximum aan stromingen. Verder blijken de turbiditeitswaarden hoger te zijn tegen de bodem dan aan de oppervlakte. Volgens een lengteprofiel gemeten, vindt men vrij hoge turbiditeiten tussen de Rupelmonding en Zandvliet, terwijl verder stroomafwaarts slechts lage sedimentconcentraties voorkomen. De sedimentaanvoer van de bovenloop is vooral aanzienlijk in de wintermaanden. Deze hogere sedimentconcentraties vallen samen met een hoger zandgehalte (fractie grover dan 44 μ : 50% in januari tegen 6 à 14% in augustus). Het grovere sediment wordt dus hoofdzakelijk gedurende de perioden van de hoogste bovendebieten aangevoerd. Anderzijds stelde deze auteur vast dat aan de monding een belangrijk zandtransport in de richting van het estuarium optreedt gedurende stormperioden. Deze marine aanvoer van sediment is zeker niet meer waar te nemen in het Belgische gedeelte van het estuarium, alhoewel een grens moeilijk aan te duiden is.

Uit het kleimineralogisch onderzoek blijkt dat de samenstellende mineralen voornamelijk bestaan uit illiet en geïnterstratifieerde mineralen. De onderlinge verhoudingen waarin deze mineralen voorkomen vertoont belangrijke verschillen. Een detailstudie van de geïnterstratifieerde mineralen leidde verder tot het besluit dat ze noch met een detritisch, noch met een neogenetisch sediment overeenkomen maar met: "...un matériel en transformation" en dat het fysico-chemisch milieu van hun afzetting een belangrijke rol in hun vorming moet spelen. Onder deze omstandigheden kan men zich afvragen of het herkomstgebied van het sediment wel aan de hand van kleimineralen te bepalen is. Dit punt van het onderzoek werd ondertussen uitvoeriger behandeld door J Wollast (rapport nr. 4)

Als besluit bij deze studie van della Faille kunnen we dus aanhalen dat het sediment afgezet in zone (c) voornamelijk van de bovenloop afkomstig is tot ongeveer ter hoogte van de Belgische-Nederlandse grens, terwijl verder stroomafwaarts mariene sedimenten aanwezig zijn. In ieder geval stelt deze auteur voorop dat de Schelde haar slib onmogelijk kan uitvoeren naar zee.

e) Gilles M en Lorent J. (1966)

Alhoewel deze studie niet onmiddellijk betrekking heeft op de herkomst van het sediment in het Schelde-estuarium, hebben we ze bij deze bespreking toch opgenomen omwille van het belang dat ze heeft voor de kennis van de aanvoer vanuit de bovenloop.

Gedurende de periode maart 1959 - februari 1960 werd een studie uitgevoerd, welke betrekking had op het verband tussen de neerslag, het debiet en de lading van de Dijle. De dijle heeft, na de bovenloop van de Schelde te Gentbrugge, het hoogste gemiddelde debiet (24% van het totale debiet voor 1949 - 1958), terwijl de oppervlakte van het Dijlebekken op de derde plaats komt (3.240 km^2).

De ruisselementskoefficient van de Dijle blijkt eerder aan de lage kant te zijn, wat blijkt uit het feit dat 93% van de totale afvoer van het zuivere brondebiet afkomstig kan zijn. Het ruisselement is uiteraard hoger in de winter dan in de zomer (grotere verdamping, waterverbruik der vegetatie). De sedimentconcentratie bij een zuiver brondebiet bedraagt ongeveer 0,120 à 1,150 g/l hetgeen vrij laag is in vergelijking met 0,750 g/l (zelfs tot 1,590 g/l te Heverlee in 1965), waarden welke bij hoge neerslag waargenomen werden. Uit beide vorige gegevens blijkt ondermeer dat de erosie in het Dijlebekken overwegens van pluviale aard is. De rivier zelf heeft slechts weinig eroderende werking en vertoont eerder een neiging tot sedimenteren (suspensielading vermindert stroomafwaarts).

Het totale transport voor het jaar 1959 - 1960 bedroeg 23.000 ton of 31 ton/km^2 . Gezien de lage debieten in deze periode mag dit eerder als een lage waarde beschouwd worden.

Wanneer we nu de cijfers van Gilles en Lorent veralgemenen tot het ganse bovenbekken van de Schelde (19.500 km^2), dan vinden we een sedimentaanvoer van 640.000 ton/jaar. Gezien echter de cijfers van Gilles en Lorent aan de lage kant schijnen te zijn, mogen we bij ruwe schatting een sedimentaanvoer van 1 miljoen ton/jaar vooropstellen. Vergelijken we dit cijfer met de $8.3000.000 \text{ m}^3$ welke in 1965 gebaggerd werden, dan is de veronderstelde aanvoer, op eerste zicht, wel zeer klein te noemen.

f) Wirix B. en Lorent J. 1966

De suspensielading van de Dender heeft dezelfde samenstelling als de leemlaag welke in het bekken aan de oppervlakte aangetroffen wordt. Wanneer de hoeveelheid puin in sterke mate toeneemt treden erosiepieken op waarbij zeer grof materiaal in suspensie gebracht wordt. De samenstelling in suspensie in vergelijking met de leemlaag is gegeven in onderstaande tabel:

	Suspensie	Leemlaag
Kwarts	60%	60-70%
Klei	20%	30-10%
Kalk	-	10-20%
Org. mat.	25%	-

Tab. 3

De gemiddelde lading van de Dender bedraagt 80 mg/l. De jaarlijkse afvoer wordt geschat op 107 T/km².

g) Van Mierlo C.J., 1899; Van Veen J. 1936; De Groot A.J., 1962, 1964

We vatten in deze enkele paragraaf de bevindingen samen van drie onderzoekers, welke in extenso de sedimenten en het sedimenttransport in de zuidelijke Noordzee bestudeerd hebben. Hun bevindingen over het sediment in het Schelde-estuarium wijzen vrijwel unaniem op een herkomst van mariene zijde.

Van Mierlo C.J. schrijft over het slib, dat zich aan de Scheldemonde bevindt: "... la très grande majorité est d'origine marine et formée de débris les plus fins arrachées aux côtes d'Angleterre et de France". De bijdrage van de Schelde is hier praktisch te verwaarlozen.

In een meer uitvoerige studie spreekt Van Veen J. deze opwerping tegen. Volgens deze laatste auteur is het slib het residu van de uitschuring van oudere geologische formaties, welke in deze omgeving aangetroffen worden. Een meer lokale oorsprong wordt hier dus verondersteld, terwijl een aanvoer vanuit het Schelde-estuarium als zeer onwaarschijnlijk beschouwd wordt.

Een studie van het mangaan-gehalte van het slib, uitgevoerd door De Groot A.J., toont verder aan dat het slib in het Schelde-estuarium (omgeving van de bocht van Bath) een merkkelijk hoger Mn-gehalte bevat dan het overeenkomstige sediment meer zeewaarts en dit van de Oosterschelde. Uit de studie van deze mangaan-koncentraties leidde deze auteur een dominerende mariene herkomst af voor het slib in de omgeving van de bocht van Bath.

HOOFDSTUK VI

SCHEIKUNDE EN MINERALOGIE VAN HET SCHELDE-WATER EN -SEDIMENT.A. Scheikundige samenstelling van het Schelde-water.1. Algemeen zoutgehalte

Samen met de vloedgolf dringt een belangrijke hoeveelheid zee-water het estuarium van de Schelde binnen. Dit gaat gepaard met het optreden van een zoutgradient die van zeer lage waarde ($\pm 0,4$ g/l) (zoet water) oploopt tot ongeveer 35 g/l (zeewater). Het binnen-dringende zoute water met elke vloedgolf wordt "zoute getij" genoemd. Op elk punt van de Schelde, onderhevig aan dit zoute getij zal tweemaal per dag een variatie in het globale zoutgehalte van het water optreden. Ook in de diepte komen grotere of kleinere variaties in het zoutgehalte voor.

Ter illustratie geven we in onderstaande tabel de gemiddelde samenstelling van zeewater:

<u>komponent</u>	<u>konc%</u>	<u>% v totaal zoutgehalte</u>
Cl	18.98	55.04
Na	10.54	30.61
SO ₄	2.46	7.68
Mg	1.27	3.69
Ca	0.40	1.16
K	0.38	1.10
HCO ₃	0.14	0.41
Br	0.06	0.19
H ₃ BO ₃	0.02	0.07
Totaal:	34.45	99.95

Tabel 4

Het is verder zonder meer duidelijk dat men voor de scheikundige samenstelling van het Schelde-water rekening zal moeten houden met dit zoute getij en met de vermenging van zout en zoet water.

2. pH en Eh van het Schelde-water

De pH-waarde van het Schelde-water varieert van 7.0 tot 7.5 met een gemiddelde van 7.25 (J.J. Peters, 1965). Deze waarden gelden ongeveer tot aan Zandvliet, terwijl verder zeewaarts de pH-waarde eerder toeneemt. (Analysen uitgevoerd op het laboratorium van prof. A. Louis - K.U.L. - laboratorium voor algologie, niet gepubliceerd). De monsters voor deze analyses werden door ons genomen in juli 1967. Ter hoogte van Breskens - Vlissingen werd een waarde pH = 8.3 waargenomen, wat overeenstemt met de gemiddelde waarde aangenomen voor zeewater. Hogere pH-waarden kunnen eveneens voorkomen. Zo werden ter hoogte van de Ballastplaat een waarde pH = 9.2 en ter hoogte van het Zuidergat waarden pH = 7.9 à 8.9 opgemeten.

De Eh-waarde van het Schelde-water varieert tussen 250 en 400 mV (opgemeten ter hoogte van Lillo, in de zomer 1965, zie J.J. Peters, 1965). In verhouding tot de normale waarde van zeewater (400 à 500 mV) is dit vrij laag.

3. Ca^{++} - Mg^{++} - CaCO_3 - CO_2 .

In onderstaande tabel zijn de resultaten weergegeven van enkele scheikundige analyses, met betrekking tot voornoemde stoffen, uitgevoerd op het laboratorium van prof. A. Louis (zie eveneens sub. 2.)

plaats	(1)		(1)		(2)		(2)		(1)	
	Lw	Hw	Lw	Hw	Lw	Hw	Lw	Hw	Tot. hardheid	
	Mg^{++}		Ca^{++}		vrij CO_2		CaCO_3		Lw	Hw
Lillo							349 à 420			
Frederik	0.2	5.6	17.2	5.0	66.0	44.0			17.4	10.6
Balastplaat	11.8	7.4	1.0	4.0	30.8	----			12.8	11.4
Marlemonsche	10.0	13.8	0.8	0.4	74.8	44.0			10.8	14.2
plaat	10.8	----	0.6	---	48.4	----			11.4	----
Zuidergat	11.6	12.2	1.4	1.2	44.0	30.0			13.0	13.4
Honte	80.0	80.0	20.0	22.0	0	0			100.0	106.0
Breskens	80.0	80.0	20.0	20.0	0	0			106.0	106.0

Tabel 5

1) in milliequivalent gram per liter

2) in milligram per liter

4. Si - gehalte

De concentratie van silicium in het Schelde-water werd voornamelijk bestudeerd door de heer R. Wollast (1967 - rapport nr. 3). Uit deze studie is gebleken dat er een belangrijke afname aan Si-koncentratie optreedt in zeewaartse richting, welke niet kan verklaard worden door verdunning van het Si-rijkere bovenwater alleen. Ter illustratie hiervan vermelden we dat het Si-gehalte aan het loodsgebouw te Antwerpen 14.04 ppm bedraagt ten overstaan van 6.44 ppm aan het gat van Ossenissee (Nederland).

Het Si-gehalte verandert slechts matig met de diepte, en gaat hier gepaard met een variatie van het zoutgehalte. Is deze laatste groot, dan zal ook de variatie aan Si-gehalte aanzienlijk zijn en omgekeerd.

Het interstitiële water uit slibafzettingen, zoals bv. aangetroffen worden in de Zandvlietsluis, bevat een aanzienlijk hogere concentratie aan Si (14.05 à 62.63 ppm). Dit wordt door genoemde auteur verklaard als het gevolg van een oplossen van de skeletten van diatomeen (deze bestaan uit amorf Si)

5. Fe-gehalte

Het ijzergehalte van het Schelde-water is vrij gering. Ter hoogte van Fort Frederik werd een waarde 1.0 mg/l bij laag water waargenomen. Verder stelt men eveneens een zeewaartse afname in het ijzergehalte vast. (analysen uitgevoerd op het laboratorium van prof. A. Louis 1967 - zie hoger).

B. Mineralogie en Scheikunde van het Schelde-sediment

1. Onderzoek van het Schelde-slib

1.1. Mineralogische samenstelling

De mineralogische samenstelling van de slibafzettingen en -suspensies van de Schelde werd voornamelijk bestudeerd door M. della Faille (1961) en R. Wollast (rapport n° 3 en 7)

In onderstaande tabellen zijn de voornaamste mineralen weergegeven met hun massaprocent:

Komponent	1	3a	3b	4
Illiet	40	10-33	7	10
Interstratifiés	12	10-19	2-9	10
Kwarts	39	33-52	58-74	35
Calciet	9	9-31	18-25	40

Tabel 6

(overgenomen uit M della Faille)

- 1: Bovenloop van de Schelde - gesedimenteerd sediment
 3: Zone tussen Temse en de Scheldemonding
 3a: gesedimenteerd sediment
 3b: suspensie sediment
 4: Noordzee - er bestaat hier geen verschil tussen het gesedimenteerde sediment en het sediment in suspensie.

	Illiet	Interstratifiés	Kwarts	Calciet
2 mu	24	16	52	9
2 mu - 10 mu	7	7	67	18
10 mu - 20 mu	4	4	70	22
20 mu - 30 mu	5	4	66	24
30 mu - 40 mu	5	5	71	19

Tabel 7

(overgenomen uit M. della Faille)

Uit voorgaande tabel blijkt onder meer dat het kwartsgehalte toeneemt naar de grovere siltfrakties. Het calciëgehalte is het hoogst in de frakties 10 tot 30 μ .

<u>komponent</u>	<u>massaprocent</u>
Kwarts	30 à 40
Kleimineralen	20 à 30
Ortoklaas	5 à 10
Calcië	15
Fe-oxyden	7 à 10
Fe-hydroxyden	
Org. Materiaal	15

Tabel 8

(overgenomen uit Wollast rapport nr.7)

Uit de verdere studie van R Wollast blijkt dat de kleimineralen bestaan uit illiet - muskoviet - kaoliniet (zwak gedesorgeriseerd - vooral in de omgeving van Rupelmonde) - montmorilloniet (vooral in de omgeving van Temse en Antwerpen) - chloriet. Aan deze reeks dient een fractie ondefineerbare kleimineralen toegevoegd te worden.

Het ortoklaas is vrijwel overal aanwezig. Soms kan eveneens onderscheid gemaakt worden met een Fe-rijk ortoklaas. Naast het calcië komen eveneens aragoniet en dolomiet voor, zij het in merkelijk mindere mate. Het ijzer is gewoonlijk aanwezig in een amorfe oxide of hydroxide vorm.

Nota over de evolutie van de kleimineralen

Reeds in 1961 kwam M. della Faille tot het besluit dat een verdere studie van de kleimineralen geen indicaties kon geven omtrent de herkomst van de sedimenten van het Schelde-estuarium. Hij nam namelijk: "...une stabilité remarquable dans la nature des argiles..." waar, zodat hij verder kon besluiten dat: "...Le milieu physico-chimique du système de l'Escaut fluviomarin intervient quantitativement et non qualitativement sur les argiles. La concordance qualitative est parfaite entre les sédiments rencontrés dans le cours du fleuve, les sédiments du fond et en suspension. On ne peut en aucun cas

parler ici de sédimentation sélective ou d'évolution des minéraux argileux. En fait on se trouve dans un milieu déjà extrêmement évolué et se prêtant bien à une étude dynamique comme nous l'avons montré." (M. della Faille 1961).

Ook R Wollast kwam tot hetzelfde besluit (rapport nr. 3 1967)

1.2. Organisch materiaal

De hoeveelheid organisch materiaal werd bepaald door J.J. Peters (1965) op monsters, afkomstig van de slikke te Lillo. Deze auteur vond waarden gelegen tussen 1.54 en 7.00% voor de concentratie van organisch koolstof in het sediment. Rekening houdend met de betrekking:

$$\text{totale hoev. organ. stoffen} = 1.85 \times \text{hoev. organ. koolstof}$$

zien we dat we ongeveer 2.8 à 13% organische stoffen in het sediment hebben.

Het suspensiemateriaal bevat volgens R. Wollast (rapport nr. 7) ongeveer 15% organische stoffen, wat ten overstaan van vorige metingen eerder hoog is. In een laatste rapport (nr. 10) is de hoeveelheid organische bestanddelen, volgens deze auteur, veranderlijk van plaats tot plaats en bedraagt maximaal 10%, zoals aangetoond wordt in onderstaande figuur.

Analyses uitgevoerd door Puustjärvi V. (1955) tonen volgende scheikundige samenstelling aan voor het humeuse sediment:

C: 58,59%

H: 5,66%

O: 34,05%

N: 1,70%

Een overzicht van de herkomst en de aard van dit organisch bestanddeel vindt men o.a. bij Van Straaten L.M.J.U. (1954) en Danell R.M. (1967). Zo zien we dat dit organisch materiaal afkomstig kan zijn van oudere (Holocene) veenlagen. De afbraak hiervan levert een sediment met een korrelgrootte welke gelegen is tussen grote veenblokken en zeer fijn verdeelde partikels.

De recentere vormen van organisch materiaal zijn afkomstig van het land (bladeren, takken, pollenkorrels, zaden enz...) ofwel van de slikken en schorren. In het laatste geval is het dikwijls materiaal dat gevormd werd door de fotosynthese van de lokale flora (spartina - wieren enz..) en mikroflora (diatomeën enz..)

De ontbinding van dit organisch materiaal kan zuiver mechanisch (golven, stroming) of chemisch (anaorganisch) gebeuren. Een groot gedeelte echter wordt in de aërobe zone (aan de oppervlakte van de sedimenten of in de bovenste sedimentlaagjes) ontbonden door de inwerking van bacteriën. Hierbij wordt CO_2 en H_2O uitgedreven. Onder anaërobe omstandigheden gaat dit ontbindingsproces veel langzamer door. Er gebeurt hier een sulfaat-reduktie onder invloed van sulfobacteriën en hun enzymen. Deze ontbinding gaat gepaard met de vorming van CH_4 , H_2 , H_2S , en kleinere hoeveelheden CO_2 . De overblijvende delen zijn zeer resistent tegen verdere ontbinding.

1.3. Scheikundige samenstelling

De scheikundige samenstelling werd onderzocht door J.J. Peters op monsters genomen op de slikken te Lillo (J.J. Peters 1965). De resultaten van dit onderzoek zijn weergegeven in onderstaande tabel.

We hebben hier tevens scheikundige analyses in opgenomen van suspensiemateriaal uit de omgeving van de Boudewijnsdijk (2), Doel (3)

en

en de Zandvlietsluis (4). Ook werd een analyse van een marien slib (5) en van schieffers (6) weergegeven.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO ₂	61	37	37	46	57.0	58.10
Al ₂ O ₃	8	15	11.5	10	17.22	15.40
Fe ₂ O ₃	5	11	10.3	7.5	7.62	6.74
CaO	8	7	9.0	8.0	2.04	3.11
MgO	-	-	-		2.17	2.44
MnO	-	-	-		0.12	-
Na ₂ O	-	-	-		1.05	1.30
K ₂ O	1.89	2.2	2.2		2.25	3.24
TiO ₂	0.43	0.6	0.8		1.27	0.65
SO ₃	1.66	1.8	1.9		-	0.64
P ₂ O ₅	-	-	-		0.21	0.17
CO ₂	2.3 à 1.5	?	?		-	2.63

Tabel 9

2. Mineralogisch onderzoek van de zandfraktie

Verschillende auteurs hebben getracht de herkomst van het Schelde-sediment te achterhalen, uitgaande van een vergelijkende studie van de "lichte - of zware mineralen".

2.1. Studie van de lichte mineralen

Deze werden voornamelijk bestudeerd door R.D. Crommelin (1949) van wie we hier enige resultaten weergeven.

De lichte fraktie bestaat voornamelijk uit kwarts, veldspaat en mica's, terwijl accessorisch eveneens glauconiet voorkomt, fragmenten

van Si-skelet, dolomiet en silexfragmenten. Worden de hoeveelheden kwarts, veldspaat en mica op 100% berekend, dan bekomt men volgend resultaat:

	+ 50mu			25-50mu			10-25mu		
	K	V	M	K	V	M	K	V	M
Noordzee	82.5	15.5	2.0	73.5	20.0	6.5	59.5	20.5	20.0
Schelde-Schorren	82.5	15.5	2.0	75.0	19.0	6.0	64.5	18.0	17.5
Schelde + bijrivieren	86.0	13.0	1.0	81.5	16.5	2.0	76.0	15.5	8.5

Tabel 10

Uit een vergelijk van deze gegevens besluit de auteur dat de herkomst van het schorresediment in de Noordzee dient gezocht te worden (n.b. vergelijk vooral de frakties boven 50 mu en 25-50 mu).

2.2 Studie van de zware mineralen

De zware mineralen werden voornamelijk bestudeerd door J.A. Baak (1936) van het Schelde - bodemsediment tussen Vlissingen en de bocht van Bath, en door R.D. Crommelin (1949) welke het sediment van de schorre heeft vergeleken met dit van de Noordzee en de bovenloop van de rivier. Een overzicht van de resultaten wordt gegeven in volgende tabel:

K = kwarts
V = veldspaat
M = mica

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
Opaak	27.20				
Tourmalien	3.62	5	4	3	5
Zirkoon	9.10	4	5	20	16
Granaat	31.62	40	43	29	21
Rutiel	4.75	2	3	6	7
Anataas	0.12	-	-	1	2
Sfeen	0.38	-	-	-	1
Staurloiet	5.	4	5	3	3
Disteen	3.12	1	2	2	1
Andalouriet	0.5	1	1	-	-
Epidoot	26.12	21	23	24	31
Saussuriet	2.62	8	5	1	1
Amfibool	5.88	8	6	9	8
Pyroxeen	1.25	5	1	1	1
Hypersteen	-	1	-	-	1
Overige	0.62	-	-	-	-

Tabel I 11

(1) - Volgens J.A. Baak (1936)

(2) - Volgens R.D. Crommelin (1949) - Noordzeebodem

(3) - Volgens R.D. Crommelin - Bodem, Schelde-estuarium

(4) - Volgens R.D. Crommelin - Schorre

(5) - Volgens R.D. Crommelin - Schelde en bijrivieren.

HOOFDSTUK VII

FYSISCH EIGENSCHAPPEN VAN HET SCHELDE-WATER

De belangrijkste eigenschappen van het Schelde-water die tussenkomen in het sedimenttransport zijn de temperatuur (t) uitgedrukt in graden Celsius ($^{\circ}\text{C}$), de dichtheid (ρ) en de dynamische viscositeit (μ) uitgedrukt in poise (of in cm^2/sec).

Van deze parameters kunnen twee nieuwe eigenschappen afgeleid worden, namelijk het soortelijk gewicht uitgedrukt in g/cm^3

$$\gamma = \rho^3 \quad (5)$$

en de kinematische viscositeit uitgedrukt in $\text{cm}^2/\text{gr. sec}$.

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} \quad (6)$$

Geen enkele van deze parameters is konstant. Zij kunnen allen dagelijkse, seizoenale en willekeurige schommelingen vertonen.

De gegevens betreffende de fysische eigenschappen van zeewater en estuariumwater zijn afkomstig van Berthois, 1968; Berthois L. en Sully, 1957; Dorrestein R., 1960; Kamps L.F., Dorrestein R. and Otto L., 1960; Simons D.B., Richardson E.V., Haushild W.L., 1963; Simons D.B. and Richardson E.V., 1966; Sverdrup H.H., Johnson H.W., Fleming R.M?, 1960; Vanoni V.A., 1952; B.M.W. Pilot, 1965;

A. Temperatuur

Net als het zoutgehalte, zal de temperatuur van het water bepaald worden door de temperatuur van het binnendringende zeewater en dit van de bovenrivieren. Verder is de temperatuur van het water eveneens onderhevig aan kleine schommelingen te wijten aan lokale weersomstandigheden (Kamps 1960; Dorrestein 1960).

Op een bepaalde plaats zal de dagelijkse temperatuursvariatie dus het gevolg zijn van de tijbeweging en de lokale weersomstandigheden. Variaties op een verticale, met de diepte dus, zullen voornamelijk beïnvloed worden door de mate waarin het water gemengd wordt.

De temperatuur van het water zal eveneens gaan variëren met de seizoenen. Water reageert langzaam op een verandering in temperatuur, terwijl algemeen eveneens geldt dat rivierwater vlugger reageert dan zeewater. Hierdoor zal in de winter het zeewater, dat het estuarium binnendringt, warmer zijn dan het water van de bovenrivieren, terwijl in de zomer het omgekeerde zich voordoet.

We mogen ons dus verwachten aan een zeewaartse afname van de temperatuur in de lente en de vroege zomer, en een toename in de herfst en de vroege winter.

B. Massa-dichtheid en soortelijk gewicht.

De massa-dichtheid van het water wordt voornamelijk beïnvloed door het zoutgehalte en de temperatuur en eveneens door de sedimentpartikels, welke in het water gesuspenderd zijn (o.a. Vannoni 1952).

In fig. I/9A is het verloop van de dichtheid in functie van het zoutgehalte en de temperatuur uitgezet. Uit fig. I/9B en I/9C kunnen we verder afleiden dat enerzijds de verandering in dichtheid rechtlijnig toeneemt, met stijgend verschil in zoutgehalte, terwijl anderzijds de variatie in dichtheid slechts weinig afhankelijk is van een bepaald verschil in zoutgehalte en slechts weinig afhankelijk is van de temperatuur, waarbij dit verschil in zoutgehalte optreedt (fig. I/9C). Voor grotere verschillen in zoutgehalte is deze temperatuursafhankelijkheid iets groter (ongeveer 0,0795 bij 0°C tegen 0,0725 bij 20°C voor een verschil in zoutconcentratie van 10%)

De massa-dichtheid verandert eveneens met een verschil in temperatuur. Deze verandering is groter bij hogere temperaturen (fig. I/9D) en is onafhankelijk van het zoutgehalte waarbij deze temperatuursverandering optreedt.

De verschillen in densiteit bij een verandering in temperatuur zijn gering ten opzichte van deze bij een verandering in zoutgehalte.

C. Viskositeit

a) Dynamische viskositeit

Ook deze parameter is hoofdzakelijk afhankelijk van het zoutgehalte en de temperatuur. Zoals uit volgende figuren blijkt, is deze afhankelijkheid merkkelijk groter voor de temperatuur (fig. I/9E) dan voor het zoutgehalte (fig. I/9F).

Tenslotte blijkt ook hier de variatie van de viskositeit met een bepaald temperatuursverschil, afhankelijk te zijn van de temperatuur waarbij dit gebeurt. De variatie is uiteraard groter met een groter temperatuursverschil en des te groter naarmate de temperatuur lager is (fig. I/9G).

b) Kinematische viskositeit

De kinematische viskositeit zal zowel de invloed van het zoutgehalte en de temperatuur ondergaan op de dynamische viskositeit als op de dichtheid. Daar, zoals boven reeds gezegd werd, de viskositeit voornamelijk beïnvloed wordt door de temperatuur en de dichtheid door het zoutgehalte, is op het eerste zicht vrij lastig om de evolutie van de kinematische viskositeit in algemene termen weer te geven.

HOOFDSTUK VIII

SEDIMENTOLOGIE VAN DE GEOLOGISCHE FORMATIES TUSSEN DE RUPELMONDING
EN DE BELGISCH-NEDERLANDSE GRENS

In onderstaande paragraaf willen we enkele aspecten van de geologie uit de omgeving van het Schelde-estuarium samenvatten, in zoverre dat deze enig belang kan hebben voor de verdere studie. Het is dus geenszins onze bedoeling om de stratigrafie of de sedimentologie van deze afzettingen uitvoerig te behandelen.

A. Opeenvolging van de lagen

Het segment van de Schelde voorbij de samenvloeiing van Schelde en Rupel te Hoboken, heeft zich een weg gegraven dwars doorheen de klei van Boom (Rupeliaan). Op bijgaande schetskaart (fig. I/10), ons vriendelijk ter beschikking gesteld door Ir. M. Gulinck, is de top van deze kleilaag in de omgeving van Antwerpen weergegeven. Zoals duidelijk te zien is, duikt deze laag onder naar het noord-oosten. Ter hoogte van Antwerpen is de Schelde-bedding nog juist tot op de top van deze kleilaag geërodeerd.

Verder stroomafwaarts treffen we dan achtereenvolgens de volgende jongere, tertiaire afzettingen aan; zanden van Edegem, zanden van Antwerpen, zanden van Kattendijk, zanden van Kallo, zanden van Merksem. Al deze lagen duiken naar het noorden onder (fig. I/11A).

Deze oudere afzettingen worden diskontinue afgedekt door de laat pleistocene dekzanden. Op deze komen veenafzettingen en tenslotte polderkleien voor (Wartel 1966)

B. Sedimentologie van deze afzettingen

In onderstaande tabel hebben we een overzicht gegeven van de voornaamste korrelgroottekenmerken van deze afzettingen. (Bastin 1966, Wartel 1966, Roose 1967)

- Hierin is weergegeven: a) de hoeveelheid sedimentpartikels, groter dan 250 μ
 b) de fraktie tussen 250 en 44 μ
 c) de fraktie kleiner dan 44 μ
 d) de gemiddelde korrelgrootte (M).

Zoals we uit deze tabel kunnen afleiden, bestaan er belangrijke verschillen tussen deze afzettingen.

<u>Afzetting</u>	<u>% 250</u>	<u>% 250-44</u>	<u>% 44</u>	<u>M</u>	<u>kalk</u>	<u>Glaucaniet</u>
Dekzanden	15-20	65-70	10-20	150-200	0	?
Z.V.Merksem						
B	0-2	80-95	5-10	145-160	10	5-10
Z.V.Merksem						
A	5-20	55-85	10-25	150-175	20	5-10
Z.V.Kallo			5-10	120-190	20	30-40
Z.V.Kattendijk			4-5	124-175	10	20
Z.V.Antwerpen	17-55	40-78	5	200-250	8	+ 60
Z.V.Edegem	0-10	70-80	10-20	110-150	10	20-40
Boomse klei	0	5-15	85-95	-	0	0

tabel 12.

De zware mineralensamenstelling van deze afzettingen, althans voor zover deze gekend is, hebben we in tabel 13 weergegeven. Deze tabel bevat de gemiddelde samenstelling van de verschillende zware mineralen, welke in deze afzetting aangetroffen worden.

Het kalk- en glaucanietgehalte van deze afzettingen is weergegeven in tabel 12. De klei van Boom en de dekzanden zijn kalkloos.

MINERAAL	1	2	3	4	5	6
OPAAL	?	?	33.00	29.40	29.60	19.12
ZIRKON	39.00	21.63	29.80	8.28	20.66	14.09
RUTIEL	2.25	3.00	4.13	1.67	4.58	3.33
TOERMALIJN	3.75	4.37	7.25	12.41	7.34	4.76
STAUROLIET	3.75	4.25	1.68	3.61	3.71	2.91
DISTHEEN	6.00	4.62	2.00	4.66	2.63	2.56
ANDALOUSIET	0.25	0.37	0.10	2.16	0.48	0.04
SILLEMANIET	-	0.25	-	0.15	-	-
GRANAAT	18.00	43.52	13.81	12.22	19.63	14.54
ANATAAS	8.50	3.50	5.30	4.81	4.43	2.74
BROOKIET	-	-	2.40	0.21	0.14	0.04
SPHEEN	-	-	-	0.12	-	-
EPIDOOT	12.25	8.25	11.37	11.13	21.75	16.00
HOORNBLENDE	6.25	5.50	19.58	32.78	9.01	19.10
ALTERIET SAUSSURIET	-	-	7.02	4.15	5.16	8.80
AUGIET	-	0.37	0.66	1.64	0.48	1.09
MONARIET	-	0.37	-	-	-	-

Legende:

- 1.: Zanden van Edegem
- 2.: Zanden van Antwerpen
- 3.: Zanden van Merksem A
- 4.: Zanden van Merksem B
- 5.: Dekzanden
- 6.: Polders

C. Opmerking over de laat-pleistocene afzettingen

In bijgaand kaartje (fig. I/11B), ontleend aan het werk van R. Paepe en R. Van Hoorne (1967), zijn de laat -pleistocene afzettingen van Noord-België weergegeven. Dit gebied, dat het ganse Scheldebekken beslaat, kan duidelijk in twee eenheden verdeeld worden, namelijk, een zuidelijke overwegende loëss-sedimentatie en een zandsedimentatie (dekzanden) in het noorden.

Tussen beide komt een smalle overgangszone voor. In verband met ons verder onderzoek zijn de zuidelijke loëss-afzettingen uiterst belangrijk. We mogen er ons namelijk aan verwachten dat deze afzettingen een groot gedeelte van het, door de rivieren vervoerde sediment zullen uitmaken.

D. Opmerking over de polderafzettingen

Op het einde van de boreale periode was de Schelde, tussen de Rupelmonding en Hoboken, een onbeduidende waterloop, waarlangs de waters van het Schelde-bekken een uitweg vonden naar zee (Snacken, 1964). Slechts zeer weinige resten werden van deze boreale vallei teruggevonden (o.a. een grijsblauw, veenhoudend zand nabij Doel - cfr boringsregister, geologische dienst, Brussel, kaartblad Lillo).

De zeespiegelstijging, welke zich sindsdien heeft voorgedaan, was er de aanleiding toe dat deze oervallei geleidelijk opgevuld werd. Een afname van de transgressiebeweging, ongeveer rond het Atlanticum, liet toe dat er zich veen kon ontwikkelen. Dit veen is in het ganse poldergebied gekend. Het rust meestal direkt op de onderliggende laag pleistocene dekzanden (Munaut J., doktoraatproefschrift, Leuven). Het kan een dikte bereiken van meerdere meters.

De ontwikkeling van dit veen kwam tot stilstand voor, of zeker op het ogenblik, dat de Duinkerke transgressie een aanvang nam. Op dat ogenblik was er van een mariene invloed nog geen sprake, zoals blijkt uit het bodemonderzoek (Snacken F., 1964). De Schelde vond toen nog haar uitweg via de Striene naar de Maas.

Rond 500 n.C. ontstond de Oosterschelde en werd de Striene grotendeels opgevuld. Het is pas in de elfde of twaalfde eeuw dat de Westerschelde in rechtstreekse verbinding met de zee kwam te staan. Deze ontwikkeling ging gepaard met een toenemende mariene invloed in de vorm van een toename in de getijdewerking. Het gevolg hiervan was dat op de veenlaag een pakket polderklei afgezet werd. Het is ook rond deze periode dat de indijkingswerken een aanvang namen. Op bijgaande schetskaart (fig. I/12) hebben we deze inpoldering voor de rechter Schelde-oever weergegeven, voor zover althans deze gekend is. Het is in dit gebied dat we een aantal waarnemingen verricht hebben om deze polderkleien te vergelijken met de huidige Schelde-afzettingen.

DEEL 2.
=====

INTERPRETATIE VAN DE
TERREINWAARNEMINGEN.

HET SEDIMENTI. STUDIE VAN HET BODEMSEDIMENTA. De stroomgeul1. Korrelgrootte:

Een eerste benadering van de aard van het bodemsediment vinden we in de bodemkaarten opgesteld door A. Bastin. Hieruit blijkt dat stroomafwaarts van Antwerpen, langgerekte slibvelden in de stroomgeul van de Schelde aanwezig zijn, naast zandafzettingen en kleibodems. Voorbij Zandvliet nemen de slibgebieden sterk af en gaan over in een uitgestrekte zandafzetting, welke zich vanaf de plaat van Doel tot voorbij de bocht van Bath uitstrekt.

Het korrelgrootte-onderzoek van dit bodemsediment toont verder aan dat vanaf de Rupelmonding naar Antwerpen toe, een duidelijke verfijning van het bodemsediment waarneembaar is. Ter hoogte van de Schellevliet is het sediment zeer grof (monster M 4 - fig. II/50), er wordt hier zelfs grind aangetroffen. Dit sediment is tevens zeer slecht gesorteerd. Naar Antwerpen toe wordt de sortering goed tot zeer goed ($So = 0.30$ à 0.40 - Monsters M 9, M 11, M 12, M 13). Ter hoogte van Antwerpen tenslotte treffen we de reeds hoger vermeldde slibafzettingen aan. Het betreft hier sedimenten met een mediaan kleiner dan 100 μ (bv. monster C 8, beschreven in de rapporten van het D.I.A.H.) en meer dan 30% kleiner dan 62 μ (bv. analyses van sliblagen in de omgeving van de Zandvlietssluis). Laterale veranderingen in korrelgrootte zijn in dit ganse gebied slechts van minder belang (bv. M 8 en 8 14) of eveneens de bodemonsters genomen door het D.I.A.H.

Uit deze resultaten zijn we geneigd een stroomafwaarts gerichte toenemende sedimentatie van steeds fijner sediment af te leiden. Deze

waarneming is in overeenstemming met de maximale gemiddelde stroomsnelheid bij eb in dit gedeelte van de stroom. Deze snelheid neemt namelijk af van 1.15 m/sec aan de Rupelmonding, tot 0.85 m/sec te Antwerpen (Valcke E. e.a. - 1966 dl 4).

Uit dit onderzoek blijkt verder dat op de plaats waar de Schelde doorheen de cuesta van de Boomse klei breekt, deze kleilaag slechts met een dunne laag grof sediment bedekt wordt. Meer naar het noorden toe, waar de Scheldebedding in jongere tertiaire zanden uitgeschuurd werd, bestaat daarentegen een vrij goede overeenkomst tussen het bodemsediment en het tertiaire zand; waarvan de korrelgroottesamenstelling samenvattend weergegeven is in fig. I/13.

Deze overeenkomst is eveneens terug te vinden in de fauna-inhoud van deze zanden (cfr analyses van foraminiferen) en in het glauconietgehalte (monsters M 12 en M 13). Dit alles wijst dus op een belangrijke herwerking van deze oudere sedimenten.

Een analoge evolutie is eveneens waar te nemen in het gedeelte van de stroom tussen Fort Frederik en de bocht van Bath. Hier echter doen zich de verschijnselen in stroomopwaartse richting voor. Het sediment van de Ballastplaat (o.a. kromme B 24 - fig. II/92, (1)) is merkkelijk grover dan het bodemsediment ter hoogte van Fort Frederik (kromme B 4, fig. II/88 en krommen B 20, B 21, B 22 - fig. II/108 (2)). Vanaf Fort Frederik komen daarbij in stroomopwaartse richting opnieuw uitgebreide slibvelden voor, waarvan een uitloper zich tot voor de toegangsgoel tot de Zandvlietsluis uitstrekt. Op een analoge wijze kunnen we dus hier een stroomopwaarts gerichte transportresultante vooropstellen.

Ook in deze omgeving bestaat er een vrij goede overeenkomst tussen de korrelgroottesamenstelling van het bodemsediment en de oudere geologische formaties.

(1) Md tot 250 mu, zie ook de bodemkaarten van de Antwerpse Zeediensten

(2) Md beneden 180 mu voor het grofste sediment, zie eveneens bodemkaarten van Antwerpse zeediensten.

Vergelijken we hiervoor krommen B 22, 940, 1108b, 1119 (fig. II/108-109) en de krommen weergegeven in fig. I/13 (Zanden van Merksem).

De talrijke zandstenen, vermeld op de bodemkaarten van de Antwerpse Zeediensten (niet gepubliceerd) zijn trouwens afkomstig van de harde zandsteenbanken aanwezig in de Zanden van Merksem.

De slibafzettingen, welke tussen beide gebieden met een overwegend grovere sedimentatie voorkomen, vertonen een zeer variabele korrelgrootteverdeling (cfr o.a. analyses uitgevoerd door A. Bastin). Enkele voorbeelden hiervan worden gegeven in monsters B 1, B 2, 1054, 1070, 940, 981, 1108b, 1119, B 26, B 28, B 29), de monsters genomen in de Zandvlietsluis en in het bouwdok van de E3-tunnelelementen (fig. II/60-110). Al deze monsters worden gekenmerkt door een heterogene, polymodale korrelgroottesamenstelling, met een wisselend gehalte aan fijn zand (van 60 à 70% tot minder dan 5%) en een hoog gehalte aan sediment kleiner dan 2 mu (30 à 60%).

Wordt de siltfractie van deze monsters, onafhankelijk van de fractie kleiner dan 2 mu bestudeerd, dan bemerken we een geleidelijke toename naar de grovere frakties (tussen 2 en 25 mu), terwijl deze toename iets steiler verloopt tussen 25 en 62 mu (fig. I/14). Bodemonsters afkomstig uit de Zandvlietsluis en het E3-bouwdok vertonen dezelfde karakteristieken. Sommige monsters nochtans vertonen de steilere toename vanaf 25 mu niet, maar hebben een geleidelijke toename tot 62 mu.

Deze waarnemingen zijn vooral belangrijk in vergelijk met analoge waarnemingen op slikke- en suspensiemonsters en worden daarom later uitvoeriger besproken. De sorteringsgraad van de bodemsedimenten varieert naargelang het toenemend silt- en kleigehalte. Zuivere zandafzettingen zijn meestal goed tot zeer goed gesorteerd ($S_o = 0.30$ à 0.50). Silt en kleirijke afzettingen zijn slecht gesorteerd. De scheefheid van het bodemsediment is meestal positief, waaruit dus een dominantie in de fijnere frakties blijkt. Een negatieve scheefheid komt voor bij de grovere sedimenten aan de Rupelmonding en in de omgeving van de bocht van Bath. Deze negatieve waarde is echter steeds redelijk klein (tot ong. -0.10).

Opmerking in verband met de term SLIB.

Bekijken we het sediment vanuit zijn korrelgroottesamenstelling, dan is de term slib niet zeer gebruikelijk. Daar we nu echter deze term toch gebruiken tegenover zand of klei-afzettingen, lijkt het ons aangewezen hier na te gaan wat we granulometrisch gezien, juist met slib verstaan.

We hebben in voorgaande paragraaf reeds opgemerkt dat de slibafzettingen een vrij uiteenlopende korrelgroottesamenstelling kunnen vertonen. We hebben daarom in een diagramma (fig. I/15) de analyses weergegeven van een aantal monsters welke op het terrein als slib beschreven werden. Hier zien we dat de korrelgrootte-analysen van deze monsters in een vrij goed afgebakend gebied van ons diagramma samenvallen dat we als volgt kunnen omlijnen:

De zandfractie bedraagt steeds minder dan 30%, de slitfractie is gelegen tussen 35 en 65% en de kleifractie tussen 25 en 50%. In een zand-silt-klei diagramma als dit van Shepard (1954) kunnen we de term slib dan ook als een "clayey silt" beschrijven. We hebben in ons diagramma eveneens de analyses weergegeven voor een zandig slib of een slibrijk zand. Deze komen overeen met de term "sandy silt" en "silty sand" van Shepard, terwijl tenslotte de term zand overeenstemt met "silty sand" en "sand". Vergelijken we deze analyses eveneens ten opzichte van een analoog diagramma, opgesteld door Sindowski (1961), dan zien we dat ze overeenstemmen met de termen "toniger schlick", "sandiger schlick", "schlickiger sand" en "sand". Opmerkelijk in dit laatste diagramma is wel het feit dat het opgesteld werd voor wad-sedimenten en derhalve alleen het gebied waarin deze sedimenten gelegen zijn bestreken wordt. Anderzijds moeten we hier aan toevoegen dat de goede overeenstemming tussen de aangegeven velden en de benaming, welke normaal op het terrein aan de monsters gegeven wordt, het diagramma een zinvolle betekenis geeft.

De korrelgrootte-analysen volstaan echter geenszins om het slib zoals we dat op het terrein indentificeren te omschrijven. Inderdaad het specifieke aspect van dit sediment, dat in zijn continuïteit gelegen is, (Bourcart J. et Francis Boeuf Cl. - 1942) is verder te wijten

aan zijn geflokuleerde toestand, hoog watergehalte en de grote hoeveelheid organisch materiaal en kalk welke het bevat. Rheinbold Th (1949) wijst verder eveneens op het meer visceuze en volumineuze aspect van slib ten overstaan van klei.

2. Kalkgehalte:

Het kalkgehalte van het bodemsediment bedraagt 1,5 à 14%. Volgens sommige auteurs nu (Zuur A.J. - 1936; Van Straaten L.M.J.U - 1954; Wiggers A.J. - 1955-1960) bestaat er een verband tussen het gehalte aan karbonaten en de hoeveelheid fijn sediment (fijn silt, klei) welke in het monster aanwezig zijn. We hebben daarom getracht dit verband na te gaan, waarbij we als referentie voor het fijn sediment de fraktie kleiner dan 44 µ genomen hebben. De resultaten van dit vergelijk zijn weergegeven in fig. 1/16. Het valt uit deze figuur gemakkelijk af te leiden dat er inderdaad een verband bestaat waarbij een hoger siltgehalte met een hoger kalkgehalte overeenstemt.

Deze toename is het steilst voor een siltgehalte tussen 0 en 10% en is voor een verdere toename aan fijn sediment slechts gering. Monsters B 13 (genomen te Breskens) en monster B 12 (genomen in de Honte) hebben een afwijkende waarde; het kalkgehalte is veel groter dan men voor een overeenkomstig gehalte aan fijn sediment zou verwachten. In fig. 1/16 hebben we eveneens de verhouding kalk/materiaal fijner dan 44 µ, weergegeven voor monsters afkomstig uit de Noordzee (analysen uitgevoerd door A. Bastin), meer bepaald van de Wielingen en Het Zand. De toename aan kalk met de toename aan fijner sediment is voor dit milieu veel steiler dan voor de Scheldesedimenten en vooral in de monsters welke meer dan 10% kleiner dan 44 µ bevatten. Dit verklaart dan ook waarom de monsters B 12 en B 13 (aan de Scheldemond genomen) van de overige bodemonsters van de Schelde afwijken.

Zoals we gedaan hebben voor het korrelgrootteonderzoek, kunnen we eveneens nagaan in hoeverre de slibafzettingen van de Schelde zich onderscheiden op basis van hun kalkgehalte. Uit wat voorafging volgt nu onmiddellijk dat het slib het kalkrijkste sediment uit het estuarium is. De kalkinhoud is echter nog te laag om van kalkrijke afzettingen te spreken.

3. Glauconietgehalte:

Het glauconietgehalte van de bodemsedimenten varieert tussen 2 en 30%. De hoogste waarden werden waargenomen in de omgeving van Antwerpen (M 12 en M 13) en bedroegen 23 en 28%. Deze monsters werden genomen

op plaatsen waar de zanden van Antwerpen in de ondergrond aanwezig zijn en welke op hun beurt een zeer hoog glauconietgehalte vertonen. Dit wijst er dus op dat het bodemsediment van de Schelde in deze omgeving uit geremanieerd tertiair sediment bestaat.

B. De slikken

1. Korrelgrootte:

Onder de term slikken vatten we hier alle monsterplaatsen, welke boven de gemiddelde laagwaterlijn gelegen zijn, samen.

Het bodemsediment dat op de slikken voorkomt werd bestudeerd langsheen een reeks dwarsprofielen, welke in het deel gewijd aan de terreinwaarnemingen uitvoerig besproken zijn.

De korrelgrootte-analysen van een groot aantal monsters, afkomstig van het slikkeoppervlak, wijst op de eerste plaats uit, dat dit sediment zeer veranderlijk is in zijn korrelgroottesamenstelling.

De maximale korrelgrootte bedraagt ongeveer 250 mu. Grovere korrels komen slechts sporadisch - en steeds voor minder dan 5% - voor. (Een uitzondering hierop maakt een monster genomen aan de voet van een steenen dijk langsheen profiel "Belgische Sluis", dat vermoedelijk betrekking heeft op stoortmateriaal, en sediment aanwezig op de ketelplaat, waar op enkele plaatsen eveneens tot 10% zand grover dan 250 mu aangetroffen werd).

Het kleigehalte van de slikkemonsters kan oplopen tot 50% maximaal. In een zand-silt-klei diagramma, zoals bv. dat van Shepard F. (1954) situeren alle geanalyseerde monsters zich in een gebied dat gaat van zand tot kleiig silt.

De gemiddelde korrelgrootte van het slikkesediment (M_{μ}) blijkt nooit boven 150 mu te komen. Daarenboven is langsheen de meeste profielen vast te stellen dat de gemiddelde korrelgrootte afneemt vanaf de laagwaterlijn naar de schorre toe (bv. profiel Bath en Rilland). In sommige gevallen blijft de korrelgrootte vrij homogeen over de grootste breedte van de slikke. (bv. profiel Volckerpolder). Dit werd eveneens vastgesteld langsheen het Land van Saaftinge en de Braakmanpolder (geen analyses opgenomen in de tekst). Al deze plaatsen zijn langsheen vloed- of ebscharen gelegen.

Verder kunnen we opmerken dat het hellingsprofiel van de slikken hier eveneens zeer vlak is (hellingswaarden minder dan 0.3%). De plaatsen daarentegen waar een sterkere evolutie van de korrelgrootte waar te nemen is (bv. Rilland) zijn allen door een steile wand van de Scheldegeul gescheiden.

Een andere afwijking van de normale evolutie van de korrelgrootte langsheen een dwarsprofiel bestaat in de aanwezigheid van zand tegen de schorre aan. Normaal zou men verwachten dat de toename aan klei hier verder gaat. Dit is dan ook zo op de schorre zelf, maar de overgang slikke - schorre wordt soms door een zandrijkere afzetting gekenmerkt. Dit werd waargenomen langsheen profiel Ga, BW, R, terwijl ook langs profiel Ts een grover sediment tegen de stenen beschermdijk voorkomt.

Vermelden we tenslotte nog dat de monsters uit de geulen op de slikke eveneens een grovere samenstelling vertonen dan hun omgeving (bv. R 13). Het sediment van deze geulen wordt eveneens in dijkwaartse richting steeds fijner (bv. analyses Vp 11 tot Vp 20). Het is zeker dat fenomenen zoals Scour lag en Settling lag (Van Straaten en Kuenen - 1957) in deze geulen de hoofdfactor zijn bij de verklaring van deze verfijning.

De sorteringsgraad van deze slikkesedimenten evolueert in dezelfde zin als de gemiddelde korrelgrootte. Tegen de laagwaterlijn treffen we meestal een goed gesorteerd zand aan (So tussen 0.38 en 0.51) en men bemerkt vervolgens dat de sorteringsgraad in dijkwaartse richting daalt. Zeer goed gesorteerde sedimenten tenslotte zijn eerder zeldzaam op het slikkeoppervlak te vinden.

De scheefheid van het slikkesediment is vrijwel steeds positief en des te groter naarmate meer fijn sediment aanwezig is. Een studie van de siltraties van de slikkemonsters (fig. I/14) toont aan dat de toename aan sediment tussen 2 en 20 à 25 mu slechts zeer zwak is en dat deze toename voorbij 25 mu, naar de zandfractie toe zeer steil oploopt.

2. Kalkgehalte:

Het kalkgehalte van het slikkesediment varieert tussen 2 en 15%. De zandafzettingen zijn kalkarmer (2 tot 6%) tegenover de kleirijkere afzettingen (8 tot 14%). Deze afhankelijkheid van de korrelgrootte komt goed tot uiting in fig. I/16 en stemt volledig overeen met wat we reeds bij de bodemonsters uit de stroomgeul konden opmerken, namelijk een zeer snelle toename aan kalk voor een toename aan fijn sediment tussen 0 en 15% en verder slechts een langzame stijging in kalkgehalte voor een groter gehalte aan fijn sediment. Ten opzichte van de Noordzeemonsters moeten we dus ook hier een zekere ontkalking van de silt en kleirijke monsters veronderstellen.

3. Koolstofgehalte:

Het gehalte aan organisch koolstof bedraagt 0 à 2,4%. Zoals in fig. I/17 te zien is bestaat er een vrijwel rechtstreeks lineair verband tussen het gehalte aan koolstof en de fraktie kleiner dan 44 μ .

Fossiele slikken en schorre-sedimenten

In de vorige paragrafen hebben we alleen de resultaten besproken welke betrekking hebben op sedimenten aan de oppervlakte van de slikke, op de bodem van de Scheldegeul of in suspensie. Het ligt in de bedoeling van hiernavolgend hoofdstuk, na te gaan in hoeverre deze resultaten te vergelijken zijn met oudere sedimenten afkomstig van een paar tientallen centimeters onder het slikke- of schorreoppervlak. Hierbij werden sedimenten onderzocht afkomstig van de slikken (profielen D, As, R) en de schorreklif (profielen L, Asch, R). In vele gevallen heeft het sediment hier een gelaagd voorkomen. Bij de interpretatie zal hierbij uiteraard rekening mee moeten gehouden worden.

1. Korrelgrootte:

De korrelgrootteverdeling afkomstig van oudere sedimenten en van de slikken vertonen een zeer grote overeenkomst met de sedimenten aangetroffen op het slikkeoppervlak. Op sommige plaatsen zijn de verschil-

len tussen de te onderscheiden laagjes klein (bv. profiel R). Elders wisselen zand en kleilaminae met elkaar af en zijn de korrelgrootteverschillen dus zeer groot.

De studie van de sedimenten, waaruit de schorreklif is opgebouwd, laat wel toe enkele opmerkingen te maken. Op de eerste plaats blijken deze sedimenten rijker te zijn dan humeus materiaal, dat soms in donkerbruine laminae gekoncentreerd aangetroffen wordt. Het onderzoek van dit schorreklifsediment langsheen profiel L, Asch en R toont aan dat we in de drie gevallen 60 à 80% fijn zand hebben. Dit sediment behoort tot wat we een "sandiger schlick" zouden kunnen noemen. Soms wordt de top van de klif nog zandrijker (cfr profiel L en R). In Lillo komt dit eveneens overeen met een topografische ophoging (oeverwal?). De maximale korrelgrootte bedraagt 250 μ (profiel Asch) en 125 μ (profielen L en R). Opmerkelijk is het feit dat het grofste sediment, aanwezig in de schorreklif, grover is dan datgene wat een eind voor de schorre op de slikke weergevonden wordt. De korrelgrootteverdeling langsheen dwarsprofielen op de slikke, toont immers duidelijk een algemene verfijning in dijkwaartse richting aan. Deze verfijning, welke gepaard gaat met een verhoging van het kleigehalte, komt eveneens op de schorre voor (cfr o.a. Wiggers A.J. - 1960). Op de plaatsen nu waar een schorreklif de overgang slikke-schorre vormt, stellen we dus een hiaat in deze evolutie vast in de vorm van een vergroving van de maximale korrelgrootte. Ook bij de bespreking van de slikkesedimenten hebben we erop gewezen dat aan de voet van de schorreklif vaak een grover sediment aangetroffen wordt. Vermoedelijk is dit afgezet na erosie van de schorreklif.

Een ander aspekt van de korrelgrootteverdeling van deze schorreklifsedimenten is de sorteringsgraad welke schommelt tussen 0.68 en 2.87 en dus een matige tot slechte sortering weergeeft. De beste sorteringsswaarden komen voor langsheen profiel Asch ($S_o = 0.68$ à 1.10). Wat de korrelgroottekenmerken van dit sediment betreft mogen we dus zeggen dat er een overeenkomst bestaat tussen schorreklifsedimenten en slikkesedimenten.

Waarom nu juist een grover sediment aangetroffen wordt dan normaal zou verwacht worden op basis van de ruimtelijke verbreiding van

het sediment dwars op de slikken, kan als volgt verklaard worden: In de eerste plaats kunnen we aannemen dat gedurende stormperiode een aanvoer van grover sediment over de slikken plaats vindt. Een andere mogelijkheid bestaat in de aanvoer van zand dat gevangen is in de suspensievlokken (Wunderlich - 1969). Op deze wijze immers kan het zand door het groter zweefvermogen van de vlokken over een grotere afstand verplaatst worden, dan wanneer we enkel met suspensie of bodemtransport zouden rekening houden. Het zand dat op beide genoemde wijzen aangevoerd wordt zal verder aan de schorrand achterblijven door de verhoogde sedimentatie veroorzaakt door de plantengroei op de schorre (een soort oeverwalsediment dus).

Waar dus de plantengroei een verhoogde sedimentatie als gevolg heeft, verklaart ^{dit}toch niet waarom de ganse schorreklif zandrijker is. Hiervoor moeten we een ander fenomeen beschouwen. We zagen reeds dat de overgang slikke - schorre eveneens door een steilere helling gekenmerkt wordt, welke bij verdere erosie tot een kleine klif evolueert (Van Straaten L.M.J.U. - 1954). Welnu bij erosie van deze klif wordt hier dus eveneens grover sediment vrijgemaakt. Dit sediment nu bevindt zich in een gebied waar de stroomkracht in de meeste gevallen te klein zal zijn om het verder te vervoeren en zal derhalve hetzij aan de voet van de klif, hetzij door de golven op de klif geworpen worden (zie fig. I/18 - Vergers G. - 1968). Op deze wijze bestaat er dus een soort cyclische sedimentatie rond deze klif.

2. Kalkgehalte:

Het kalkgehalte van deze sedimenten is in fig. II/20-32-43-44 weergegeven. In grootorde is geen verschil waar te nemen met de slikkesedimenten. We bemerken eveneens dat het gehalte aan CaCO_3 in dezelfde zin varieert als de hoeveelheid sediment kleiner dan 44 μ .

Wanneer we nu echter de hoeveelheid kalk bekijken welke we zouden verwachten voor een gegeven hoeveelheid fijn sediment voor slikkemonsters, (weergegeven in stippellijn op de verschillende figuren) dan zien we dat dit voor de fossiele slikkemonsters vrijwel overeenstemt. Uitzondering dient hier gemaakt voor het sediment dat onder punt D 2

(profiel D) aangetroffen wordt en dat relatief kalkarm blijkt te zijn. Op de schorre echter vinden we hier systematisch een lagere waarde (het verschil is hier het hoogste bij profiel L, 4 à 6%).

3. Glauconietgehalte:

In enkele gevallen hebben we eveneens kunnen opmerken dat de laagtheid welke in het oudere slikkesediment aanwezig was, bijna uitsluitend toe te schrijven bleek aan verschil in glauconiet tussen de verschillende laagjes. Dit is tot uitdrukking gebracht in fig. II/30. Naast een gering verschil in soortelijk gewicht tussen kwarts en glauconiet menen we dat vooral het verschil in afrondingsgraad een differentiele sedimentatie zal veroorzaken, zo de afwisseling tussen de laagjes kan verklaren.

HOOFDSTUK II

STUDIE VAN HET SUSPENSIESEDIMENT1. Verdeling van het suspensiesediment.

Bij studie van het suspensiesediment is het noodzakelijk voorafgaandelijk de verschillen van suspensiedichtheid na te gaan, welke zowel in de ruimte als in de tijd optreden.

Het gesuspendeerde sediment in het gedeelte van de Schelde, stroomopwaarts van Bath, bedraagt minimaal 100 mg/l aan de oppervlakte en kan tot zeer hoge waarden (meerdere g/l) bereiken in de onderste waterlagen. Deze maximale waarden verschillen van plaats tot plaats. De weinige metingen, welke stroomafwaarts Bath verricht werden, wijzen erop dat de suspensiedichtheden in dit gedeelte lager zijn. Talrijke metingen (o.a. dwarsraai Fort Frederik, dwarsraai Fort Filip, dwarsraai aan Zandvlietsluis, metingen te Oosterweel in 1969, metingen van D.I.A.H) wijzen op een verschil in suspensiedichtheid naargelang de bodemsamenstelling. Boven slibafzettingen worden merkkelijk hogere troebelheden waargenomen dan boven zand. Deze verschillen treden op volgens een lengte-as van de rivier en volgens dwarsraaien.

Beschouwen we verder de verdeling van de suspensie volgens een log z/H diepteas dan zien we niet overal hetzelfde verloop. Het is namelijk mogelijk om verschillende typen van vertikalen te onderscheiden.

Een eerste reeks vertikalen vertoont slechts een geringe variatie in hoeveelheid gesuspendeerd sediment vanaf de bodem naar de oppervlakte toe (fig. I/19). Deze verdeling kan voorkomen rond tijkentering; op dit ogenblik zijn de stromingen minimaal en krijgt het sediment kans te bezinken, ofwel op sommige plaatsen gedurende het ganse getij. In deze laatste omgeving hebben we uiteraard met een gering sedimenttransport te doen.

Een tweede serie vertikalen vertoont een homogene suspensie in de bovenste 90% van het profiel en een zeer sterke en plotse toename in

de onderste 10%. Deze laatste afmetingen werden allen verricht in zandrijke omgevingen. Zij wijzen op een intens transport tegen de bodem dat, hetzij kortstondig, hetzij over een lagere periode kan optreden.

Een derde verdelingstype van gesuspendeerd materiaal werd waargenomen in slibrijke omgevingen. Het wordt gekenmerkt door zeer hoge suspensiedichtheden in de onderste waterlagen. Meer bepaald in de onderste 50 à 80% van het diepteprofiel.

Meestal is de toename aan suspensie zeer sterk op 50 à 80% van de diepte en blijft ze verder relatief konstant om eventueel op 10% van de diepte opnieuw toe te nemen. Met verloop van de tijd en in functie van het tij, kan de concentratie wel afnemen, maar blijft de steilste toename aanvankelijk op het niveau 50 à 80% van de diepte aanwezig. Bij verdere afname aan suspensiedichtheid daalt dan ook dit niveau, tot eventueel over het ganse profiel zeer lage concentraties aanwezig zijn (bv. metingen te Oosterweel en Belgische sluis).

De suspensieverdeling volgens een vertikale kan wiskundig uitgedrukt worden volgens onderstaande vergelijking (Vanoni V.A. - 1946; Inman D.L. - 1949)

$$\log_{10} \frac{C_z}{C_a} = - \frac{w}{k U_*} \log_{10} \frac{z + z_0}{a + z_0} \quad (7)$$

waarin: C_a = de sedimentconcentratie op een referentieniveau a

C_z = de sedimentconcentratie op een niveau z

w = de valsnelheid van sedimentpartikels

U_* = de wrijvingssnelheid

k = de Von Karman konstante = 0.4

z_0 = hoogte van de ruwheidselementen op de bodem

Volgens Inman D.L. nu kunnen we deze vergelijking vereenvoudigen door aan te nemen dat:

$$z = 10 a \quad (8a)$$

$$U_* = nw \quad (8b)$$

zodat

$$\log_{10} \frac{C_z}{C_a} = - \frac{1}{nk} \quad (9)$$

Inman stelt daarbij ook dat een betekenisvolle suspensie slechts kan voorkomen vanaf het ogenblik dat:

$$U_* = w \quad (10)$$

zodat

$$\log_{10} \frac{C_z}{C_a} = - 2.5 \quad (11)$$

welnu volgens vergelijking (9) en (10) zal voor elke korrelgrootte de suspensiedichtheid afnemen volgens een ratio welke voor enkele waarden van n weergegeven is in volgende tabel:

n	$\log_{10} \frac{C_z}{C_a}$	$\frac{C_z}{C_a}$
1	-2.5	0,0032
2.5	-1.0	0,1
5.0	-0.5	0,32
12.5	-0.2	0,63
25.0	-0.1	0,79
50.0	-0.05	0,89

Tabel 13

Voor waarden van U_* nu gelegen tussen 2 en 8 cm/sec (hogere waarden komen in de Schelde niet zo frekwent voor) zien we dat de korrels met een diameter tussen 200 μ ($w = 2$ cm/sec) en 500 à 600 μ ($w = 8$ cm/sec) nog net een betekenisvolle suspensie kunnen vormen. Grovere korrels zullen met moeite of helemaal niet in suspensie vervoerd worden. Fijner sediment daarentegen, tussen 100 μ ($w = 1$ cm/sec) en 250 μ , zal gemakkelijk in suspensie gezet worden en zelfs gedurende een gans tij in suspensie blijven. Deze korrels zullen dan ook in ons milieu een optimaal transport ondergaan. Het is in deze frakties ook dat meestal de mediaanwaarde van de zandrijke bodemsedimenten tussen Antwerpen en

Bath gelegen is, zodat we mogen aannemen dat de suspensieverdeling van hoger aangehaalde typen 1 en 2, dat met dit sediment overeenstemt, door formule (1) kan verklaard worden.

Een probleem blijft echter bestaan voor het derde suspensietype waarvan het beeld niet met een graduele afname, die aan de hogergenoemde formule beantwoordt, overeenstemt. Hiervoor echter kunnen we verwijzen naar de beperkingen welke reeds door hogergenoemde auteurs vooropgesteld werden. Deze vergelijking is namelijk slechts geldig voor zover het homogene korrels van een bepaalde grootte betreft enerzijds, en de concentraties niet te hoog zijn anderzijds.

Welnu we hebben gezien dat in een slib-milieu aan geen van beide voorwaarden voldaan is. We zullen hier dus een andere verklaring moeten voor vinden.

Gaan we daarom uit van enkele karakteristieken van deze slibafzettingen. Metingen met het echolood tonen aan dat het oppervlak van dit slib zeer effen is, wat erosie bemoeilijkt (o.a. Menard H.W. - 1950) Anderzijds berekent Peters J.J. (1968) dat dit slib aan de oppervlakte concentraties heeft van 100 à 350 g/l, terwijl volgens Migniot C. (1958) de kritische erosiesnelheid (U_*) voor zulke afzettingen gelegen tussen 1 en 2 cm/sec, naargelang de samenstelling ervan (fig. I/18). Welnu we zagen reeds dat deze snelheden overschreden worden in de Schelde. Bij een waarde van U_* gelegen tussen 4 en 6 cm/sec kan zelfs slib met een concentratie rond 400 g/l geërodeerd worden.

We veronderstellen dus dat zowel de kohesie van het slib als zijn effen oppervlak een weerstand tegen erosie bieden. Wordt deze echter overschreden dan zal het sliboppervlak als het ware zeer vlug losgescheurd worden en een dichte suspensie afgeven. De grote schommelingen welke met dit suspensietype overeenstemmen (cfr uittreksel van de meting aan de Boudewijnsdijk - fig. I/18 en metingen te Oosterweel) kunnen verklaard worden als we veronderstellen dat door flokulatie, deze suspensies een wolkenvormig aspect vertonen. Eens in suspensie gebracht zal dit slib eerder langzaam bezinken. We mogen hier immers verwachten dat de transportagenten vooral de turbulentie, tevens afbrekend op de flokullen zal inwerken.

Zowel de vertikale veranderingen in suspensiedichtheid als de laterale houden belangrijke konsekwenties in, wat betreft de interpretatie van analyses van suspensiemonsters die op verschillende plaatsen en op konstante diepte onder het oppervlak genomen werden. Men kan zo immers nu eens in een uniforme suspensie bemonsteren en 100 m verder in een graduele suspensie waarvan de oorsprong totaal verschillend is, of eveneens een zandrijke suspensie vergelijken met een slibsuspensie waartussen evenmin een vergelijk mogelijk is.

Behoudens verschillen volgens een vertikale treedt eveneens een verandering in het sedimenttransport op met de tijd. Dit komt vooral tot uiting in de verschillende diagrammen waarin het verloop van de suspensiedichtheid in functie van de tijd uitgezet is voor de verschillende meetplaatsen.

Enkele van deze metingen geven zeer goed een bepaalde evolutie weer waarop we hier verder willen ingaan. Als voorbeeld nemen we de metingen verricht door het D.I.A.H. in de omgeving van de E3-tunnel (fig. II/56 - 57 - 58). Volgens deze metingen is het duidelijk dat het sedimenttransport het hoogste is in de omgeving van de aanwezige slib- en kleilagen (meetpunten C 1, C 2 en C 3) en zeer laag boven zand (meetpunt C 4). Hierop werd reeds gewezen in een vorige paragraaf. Er bestaat nochtans eveneens een verschil tussen meetpunten C 1 en C 2, in de onmiddellijke omgeving van het slib gelegen, en meetpunt C 3, meer boven zand gelegen, en meetpunt C 4. Op beide laatste meetpunten komt een minimum in de hoeveelheid gesuspendeerd materiaal op 1 m van de bodem voor zowel na kentering hoog water als na kentering laag water. Op meetpunt C 2 echter is het minimum na kentering hoog water vrijwel steeds afwezig. De hoeveelheid gesuspendeerde stoffen op 1 m van de bodem blijft op dat ogenblik zeer hoog. Na kentering laag water nochtans treedt dit minimum wel op. Bij doodtij tenslotte zijn ook op meetpunten C 1 en C 2 de 2 minima aanwezig.

Een verklaring voor dit verschijnsel houdt waarschijnlijk verband met de verdeling van het gesuspendeerd sediment volgens een vertikale. We merkten hieromtrent reeds op dat boven slib de concentratie aan gesuspendeerde stoffen tot op 80% van de diepte een zeer hoge waarde bereikt in de omgeving van slibvelden en slechts tot op 10%

boven zand. In het laatste geval treedt dus eveneens een vluggere sedimentatie op dan boven slib. Bij hoog water nu komt dit slibtransport in absolute waarde op veel hoger niveau voor (3 à 4 m) dan bij eb. Zo zou men kunnen verwachten dat het bezinken eveneens langer duurt en de concentraties tegen de bodem dus langer aan de hoge kant blijven. Het is echter duidelijk dat hier nog andere factoren, zoals grootteorde van de turbulentie in belangrijke mate hun invloed doen gelden.

Een tweede opmerking over de evolutie van het suspensietransport in de tijd, betreft metingen welke verricht werden aan de toegangsgeulen tot de Boudewijnsluuis en de Zandvlietsluuis. Deze metingen werden verricht boven een zandige omgeving, lateraal van grote slibuitbreidingen. Het sedimenttransport nu was hier zeer laag gedurende eb en zeer hoog bij vloed. De overgang echter van het laag ebtransport naar het hoog vloedtransport gebeurde volgens een ietwat speciaal patroon. Het inzetten van de vloedstroom ging hier namelijk gepaard met een eerste dichte suspensiewolk, welke ongeveer 30 minuten waarneembaar was. Vervolgens daalde de suspensiekoncentratie naar een veel lagere waarde, om, na een tiental minuten, opnieuw zeer hoog te worden. Deze laatste toestand bleef dan behouden tot aan het einde van de vloed. Gedurende de daaropvolgende eb waren de sedimentconcentraties opnieuw zeer laag. Opvallend is wel dat de absolute waarden van de suspensiekoncentraties konden veranderen met de tijd en de plaats, maar niet het schema, volgens hetwelk deze concentraties evolueerden in de tijd, en dat hetzelfde patroon aan beide sluizen weergevonden werd. Een verklaring hiervoor is volgens ons gelegen in de veronderstelling dat, bij het inzetten van de vloed, erosie optreedt van de slibafzetting in de stroomgeul van de Schelde, waardoor er een eerste welk met hoog gehalte aan gesuspendeerd sediment van de sliblaag losgerukt wordt. Deze suspensie komt terecht in water met een hogere stroomsnelheid en wordt dus vlugger vooruitgestuwd. Ze wordt pas later gevolgd door een tweede wolk welke ontstaat door het in beweging komen van de ganse sliblaag bij hogere stroomsnelheden. De juiste gang van dit mechanisme is ons echter onbekend. Wel nemen we aan dat het verband houdt met een trapsgewijze toename in de erosie van de sliblagen, waarbij uiteindelijk de ganse sliblaag in suspensie gaat.

De eerste slibwolk kan het gevolg zijn van turbulenties welke juist na vloedkentering bij het terug inzetten van de stroomsnelheid ontstaan.

Het vermoeden dat de ganse sliblaag op een gegeven ogenblik van het getij kan geërodeerd worden, wordt gestaafd door het feit dat de waarden van U_* in de Schelde zeer hoog zijn (zie vorige paragraaf), dat de densiteiten van dit slib eerder laag zijn (cfr metingen Ir. J. J. Peters) en dat sommige metingen van A. Bastin (1971) op verplaatsingen van grote oppervlakten slib wijzen. Waarom de sedimentkoncentraties zeer hoog zijn bij vloed en laag bij eb vindt zijn verklaring in de evolutie van het stroompatroon in deze omgeving, zoals door Ir. J. J. Peters (1971) (fig. I/8). We zien hier duidelijk dat er bij vloed een sluisinwaartse gerichte stroming tegen de bodem bestaat, welke voorafgaandelijk over de slibuitbreiding voor de sluis stroomt. Bij eb echter is deze stroming tegen de bodem naar buiten gericht en stroomt het water aan de oppervlakte de toegangsgeul tot de sluis binnen. In de sluis zelf zijn de stroomsnelheden te klein om het slib in voldoende grote hoeveelheden te eroderen. Tenslotte geven we in figuren I/20 tot 31 de verdeling van de suspensiekoncentraties weer in functie van de lengteas van de Schelde en van de tijd.

In deze figuren heeft men onderaan de concentratie aan gesuspendeerde stoffen tussen het Zuidergat en de Rupelmonding, en dit naargelang de diepte. Bovenaan werden drie gegevens bijeengebracht welke een beeld moeten geven van de hydraulische omstandigheden voor elke plaats. We hebben hier de gemiddelde snelheid, uitgedrukt in cm/sec, het debiet uitgedrukt in m^3/sec en eveneens de verhouding tussen het debiet op het ogenblik van de weergave en het maximale debiet op dezelfde plaats. Uiteraard gaat het in deze weergave alleen om een geïdealiseerd beeld dat we uit verschillende waarnemingen konden afleiden en niet om absolute waarden welke op sommige plaatsen hoger konden zijn. (In dit opzicht verwijzen we naar wat reeds gezegd werd over de sedimentkoncentraties in suspensie in verband met de lokale bodemsamenstelling).

De sedimentkoncentraties nu vertonen hun laagste waarde rond 3h na hoog water te Vlissingen (uur dat als referentie genomen werd) (fig. I/23). Dit ogenblik stemt overeen met stroomkentering van vloed te Antwerpen. We drukken er hier nogmaals op dat het hier om cijfers gaat voor een gemiddeld tij en er geen rekening gehouden werd met de verschillen in bodemsamenstelling, zodat deze waarnemingen niet noodzakelijk in tegenspraak zijn met wat gezegd over de meetresultaten van het D.I.A.H.

Het daaropvolgende uur, tijdens eb dus, komen hoge suspensiewaarden voor tussen de Rupelmonding en Hoboken en blijven ze nog laag over de rest van het beschouwde gebied. De concentraties blijven dan stijgen gedurende de daaropvolgende ebperiode, terwijl deze hoge concentraties zich tevens stroomafwaarts verplaatsen. Naar het einde van de eb toe (ongeveer 8h na hoog water te Vlissingen) dalen de concentraties om opnieuw laag te worden rond kentering laag water te Antwerpen, ogenblik waarop een nieuw minimum over het ganse gebied optreedt (dit is nochtans hoger dan het overeenkomstige minimum bij kentering van vloed). Gedurende de daaropvolgende vloed dan stijgen de sedimentkoncentraties opnieuw. Ditmaal echter eerst in het gebied Antwerpen - Fort de Parel, terwijl stroomopwaarts van Antwerpen nu concentraties voorkomen welke lager zijn dan bij eb.

Gedurende de ganse meetperiode komen stroomafwaarts van de Ballastplaat uitgesproken lage sedimentkoncentraties voor.

Samenvattend kunnen we dus zeggen, dat na een minimum in het suspensietransport bij vloedkentering te Antwerpen, er steeds stijgende concentraties waargenomen worden, welke zich vanaf de Rupelmonding stroomafwaarts verplaatsen. Na een minder uitgesproken minimum bij eb-kentering doet zich tenslotte een nieuwe, zij het kleine suspensietoename voor gedurende de verdere vloedperiode.

2. Aard van het suspensiesediment

a) Korrelgrootte :

Alvorens over de korrelgrootte van het suspensiesediment te spreken willen we er de aandacht op vestigen dat slechts 70 à 80 % van het

totale monster bij dit onderzoek betrokken is. In enkele gevallen kan dit zelfs meer of minder bedragen (tabel 14). De rest van het betrokken monster gaat verloren als kalk (behandeling met HCL), organische bestanddelen (H_2O_2) of opgeloste zouten.

"	n° monster	G _t	G _b	%	"
"	MK 2	33,16	19,69	59,46	"
"	MK 6	7,41	5,35	72,32	"
"	MK 8	20,65	15,32	74,17	"
"	MK 9	7,31	5,59	76,49	"
"	MK 11	28,18	21,94	77,80	"
"	MK 13	22,00	19,10	86,75	"
"	MK 14	28,73	22,69	78,97	"
"	NK 1	18,13	14,59	80,46	"
"	NK 2	19,94	15,65	78,47	"
"	NK 3	22,13	15,15	68,46	"
"	NK 4	12,38	9,45	76,25	"
"	spr 1	11,46	9,07	79,30	"
"	spr 2	14,14	10,14	71,76	"

Tabel 14

G_t = totale hoeveelheid behandeld monster

G_b = gewicht na voorbereiding

% = procent G_b ten overstaan van G_t

De korrelgrootteanalyses van suspensiemonsters toont duidelijk aan, dat in het Schelde-estuarium suspensies met zeer uiteenlopende korrelgroottesamenstelling kunnen aanwezig zijn (zie onder mee bespreking van de terreinmetingen en analyses dl. II). Dit wordt duidelijk bij het beschouwen van fig. I/32 waarin een overzicht gegeven wordt van de verschillende korrelgrootteanalyses welke op suspensies uitgevoerd werden. We hebben deze resultaten tevens bijeengebracht volgens diepte waarop deze monsters genomen werden en volgens hun geografische ligging.

In een zand-silt-klei diagramma situeren de meeste monsters zich in een gebied dat gaat van zuiver zand tot "clayey silt" (volgens Shepard F. - 1951) of "toniger schlick" (volgens Sindowski K.H. - 1961). Er bestaat volgens dit diagramma geen noemenswaardig verschil, tussen de suspensies uit de stroomgeul en deze op de slikken. Ook in vergelijking met de andere milieus, welke tot nu toe beschreven werden, is geen verschil waar te nemen.

Wanneer we nu de verschillende resultaten bekijken in functie van de ruimte, dan bemerken we dat het suspensiesediment enerzijds fijner wordt van de bodem naar de oppervlakte toe. Dit wordt goed geïllustreerd door de analyses uitgevoerd op standplaats Fort Frederik en Ballastplaat. Het zandgehalte, grover dan 62 μ , in deze sedimenten daalt van meer dan 70% tegen de bodem (tot zelfs meer dan 90% aan de Ballastplaat) tot 15 à 40% aan de oppervlakte. Terwijl de grofste fraktie welke aanwezig is (1% waarde) van ongeveer 400 μ daalt tot minder dan 200 μ .

Ook volgens de lengteas van de rivier bekeken kunnen we een evolutie in de korrelgrootteverdeling van het suspensiesediment waarnemen. Gaan we hiervoor uit van de metingen verricht door het D.I.A.H. (fig. I/32) dan bemerken we dat hier tegen de bodem de suspensies tussen 5 en 80% zand (grover dan 62 μ) kunnen bevatten. Stroomafwaarts echter (metingen tussen Oosterweel en Fort de Parel) vinden we maximaal slechts 10% zand in suspensie. Verder stroomafwaarts tenslotte (Fort Frederik tot Marlemonsche plaat) treedt er opnieuw een sterke toename in het zandgehalte van het suspensiesediment op.

De evolutie in de korrelgrootte nu stemt overeen met de verbreiding van de bodemsedimenten. We merkten daar immers reeds op dat tussen twee zanduitbreidingen, nl. Rupelmonding - Antwerpen en Fort Frederik-Ballastplaat, er een gebied bestaat met uitgestrekte slibvelden. Welnu dezelfde zonering vinden we in de samenstelling van de suspensie weer-spiegeld. In een meer beperkte omgeving kunnen we hetzelfde verschijnsel waarnemen.

Enerzijds verwijzen we hier naar de metingen van het D.I.A.H., waarin we zien dat de suspensie boven meetpunt C 3 (zandrijke bodem) zandiger is dan deze boven meetpunt C 1 (slibbodem). Anderzijds zagen we hoe

tijdens een meting op standplaats Oosterweel (fig. II/67) de suspensiedichtheid op zeer korte afstand varieerde en dat dit overeenstemde met een verschil in bodemsamenstelling. Welnu ook ^{uit}dit laatste geval is gemakkelijk af te leiden, dat ook hier een zandige suspensie aanwezig was naast een zandarme.

Metingen van de suspensie bij hoog water op het slikkeoppervlak verricht te Rilland (met een siphon sampler) laten een analoge situatie zien.

De monsters genomen aan de Middenketel (MK - laagwaterlijn - op zand) bevatten tot 35% meer zand dan deze genomen aan de Noordketel (NK - halfweg de afstand Schorre - laagwaterlijn - op zandig slib). De verklaring voor dit verschijnsel houdt uiteraard verband met de door Kuenen Ph. en Van Straaten L.M.J.U. (1957) beschreven "Settling lag - and Scour lag effects" (cfr inleiding). In beide gevallen wordt de laterale verfijning van het sediment als gevolg van een afnemende transportkracht verklaard. Het verband bodem-suspensie is in dit laatste geval dus door het transportmechanisme zelf gegeven.

Ook in de stroomgeul echter vinden we een nauw verband tussen de bodemsamenstelling en het sediment in suspensie en dit voor zowat alle meetplaatsen. Reeds bij de bespreking van de suspensieverdeling volgens vertikalen hebben we kunnen aantonen dat zandkorrels tot 200 à 250 μ u nog een betekenisvolle suspensiegradient konden vormen. Grover sediment echter kan slechts salterend of rollend vervoerd worden.

De stroomsnelheden nu in de Schelde blijken groot genoeg te zijn om het merendeel van het aanwezige sediment te vervoeren. Zo zien we dat volgens Sundborg and Norman (1963) korrels tot 200 μ u geërodeerd worden vanaf 40 cm/sec.

Bij andere auteurs zoals Hjulström (1939) en Menard H.W. (1950) zijn deze snelheden zelfs lager. Ook Tison G. (1958) berekende voor een meetstation gelegen ter hoogte van Baasrode (Buggenhout), dat zandkorrels tot 500 μ u nog in zeewaartse zichting kunnen vervoerd worden. Brengen we nu bovengenoemde waarnemingen in verband met de korrelgrootte van de bodemsedimenten dan kunnen we hieruit besluiten dat slechts 5 à 10% hiervan als specifiek bodemtransport (dwz rollend of salterend) vervoerd wordt in het gebied tussen Antwerpen en Zandvliet,

Naast de verbreiding van de zandfraktie, welke in suspensie aangetroffen wordt, hebben we eveneens speciale aandacht besteed aan de korrelgrootteverdeling van de siltfrakties (62 - 2 mu). In de gewone kumulative verdelingskrommen bleek het niet mogelijk te zijn enig onderscheid te maken tussen de verschillende monsters. In zowat alle gevallen vonden we hier zeer vlak verlopende krommen waarin geen differentiatie opviel.

Volgens studies verricht door Crommelin R.D. (1949), Wiggers A.J. (1955)(1960), Favejee J.C.L. (1960) blijkt er een verschil te bestaan tussen mariene en fluviatiele sedimenten op basis van de verhouding tussen de frakties in de silt-orde. We hebben daarom het suspensie-sediment eveneens vanuit deze gezichtshoek bekeken. In fig. I/14 zijn deze verhoudingen voor de verschillende siltfrakties weergegeven en tevens vergeleken met bodemonsters uit de stroomgeul, de Zandvliet-sluis en het slikkeoppervlak. Het verloop van deze krommen is zeer geleidelijk tot ongeveer 20 à 25 mu en is steiler voor de hogere waarden, terwijl de verschillen, vooral in de grovere siltfraktie, tussen de verschillende monsters eerder klein zijn.

We bemerken verder eveneens dat de siltfraktie van het suspensie-sediment zich in drie groepen laat indelen:

Een eerste groep (type A, fig. I/14) heeft aanvankelijk (tot 25 mu) een lage ratio-toename wat zich uit in een vlakke kromme en voorbij deze waarde een hogere ratio-toename (steilere kromme).

De tweede groep (type B) heeft een gelijkmatig toenemende ratio-waarde zonder dat er een knip punt aanwezig is. Dit is eveneens zo voor de derde groep (type C) waarin echter de toename groter is en de kromme dus steiler.

Monsters welke tot dit laatste type behoren zijn allen afkomstig uit een zandrijke omgeving (stroomafwaarts van Fort Frederik en Hoboken). In dit laatste type gebeurt de toename vrijwel konstant vanaf de fijnste frakties terwijl type A door een grote uniformiteit in deze fijne frakties gekenmerkt wordt en er een plotse toename plaats vindt in de grovere siltfrakties (de grens tussen beiden ligt ongeveer rond 25 mu). Hogervermelde auteurs hebben deze verschijnselen toegeschreven aan

flokulatie. Wiggers A.J. (1955) wijst er verder op dat, wanneer de verhouding tussen de fraktie kleiner dan 2 mu tot deze kleiner dan 16 mu (de omgekeerde waarde dus van onze ratio) een waarde heeft tussen 65 en 70 we een marien sediment hebben, terwijl lagere cijfers (tot zowat 49) met een fluviatiele sediment overeenstemmen. Welnu we stellen vast dat, voor onze suspensies, de ratio voor 16 mu ongeveer 1.5 bedraagt (de omgekeerde waarde is dus hier ongeveer 67). Dit wijst dus wel op een marien sediment. Deze ratio waarde stijgt echter bij type C tot 2.4 (omgekeerde waarde 42) zodat we hier een fluviatiele invloed moeten inzien. Dit stemt echter geenszins overeen met de werkelijkheid daar deze monsters afkomstig zijn stroomafwaarts van Fort Frederik. Het door Wiggers vermeende fluviatiele karakter van deze sedimenten moet toegeschreven worden aan verschillen in flokulatie (als gevolg van een hoger zandgehalte of een geringe suspensiedichtheid) en niet zozeer als gevolg van een lager zoutgehalte.

De bodemonsters uit de geul, allen met type A en type B, komen met de suspensiemonsters overeen. Ook monsters uit de Zandvliet-sluis en het E3-bouwdok hebben dezelfde karakteristieken. Zoals we reeds zagen bij de bespreking van de suspensiemonsters stemmen deze krommen met geflokuleerde sedimenten overeen (o.a. Favejee I. - 1960) Hieruit volgt dus dat we op de bodem uitsluitend een sterk geflokuleerd sediment aantreffen. In suspensie echter wijst de aanwezigheid van monsters van het type C op een minder geflokuleerde (zandiger?) suspensie. Op de slikken tenslotte is de korrelverdeling van het silt nogmaals verschillend van vorige monsters, omwille van de steile variatie welke in de grovere siltfrakties aanwezig is. Dit komt tot uiting in fig. I/14.

Samen met een progressieve verfijning van de korrelgrootte in dijkwaartse richting zijn de verschijnselen duidelijk het gevolg van een selektief inwerkende transportkracht, die we op de bodem van de stroomgeul niet zo uitgesproken waarnemen. Reeds werd gewezen op een lagere flokulatiegraad bij een kleinere suspensiedichtheid, we willen hier nog aan toevoegen dat de suspensievlokken, welke op de slikke sedimenten bij hun sedimentatie of later bij een nieuwe erosie

uiteenvallen (Wunderlich - 1969), waarbij de verschillende korrelgroottefrakties afzonderlijk kunnen geërodeerd of gesedimenteerd worden. Een gelijkaardig proces treedt dus niet op in de Scheldegeul.

De korrelgroottestudie van het suspensiesediment, zoals deze op het laboratorium uitgevoerd wordt (met gepeptiseerde, en dus volledige gescheiden partikels, heeft het voordeel het suspensiesediment te kunnen vergelijken met andere sedimenten volgens een gestandaardiseerde methode. In werkelijkheid echter weten we dat, minstens in brak watermilieu, flokulatie van dit sediment optreedt (zie inleiding). Dit betekent dus dat de transportagent niet op de afzonderlijke partikels ingrijpt, maar wel op grotere koagulatie eenheden, nl. flokullen, welke zich totaal verschillend kunnen gedragen. Over deze flokullen nu weten we slechts weinig. Het is daarom dat we met enkele eenvoudige proeven getracht hebben hieromtrent iets meer te vernemen. Deze proeven werden verricht bij suspensiekoncentraties tot 250 mg/l en sedimenten met een korrelgroottesamenstelling voorgesteld in fig. I/33. De proeven werden verricht op het ogenblik zelf dat de suspensies in de Schelde bemonsterd werden. Uitzondering hierop maken proeven 7 en 8, uitgevoerd met zoet water op het laboratorium. We kunnen uit deze proeven volgende gevolgtrekkingen maken:

1. - Flokulatie treedt pas in aanzienlijke mate op, vanaf het ogenblik $\ln t = 6.5$ (ong. 10 min) na volledige stroomstilstand. We hebben hier dus een goede reden om te veronderstellen dat de gevormde flokullen slechts zelden in het estuarium aanwezig zullen zijn.

In brak water is na 50 min. meer dan 80% van het sediment bezonken voor de oorspronkelijke concentratie ongeveer 200 mg/l bedraagt. In zoet water gebeurt de afzetting aanvankelijk zeer langzaam en komt een versnelde sedimentatie pas voor vanaf het ogenblik $\ln t = 7$ (ong. 20 min.) na volledige stroomstilstand.

2. - Het steile gedeelte van de akkumulatie-kurve (fig. I/34A) komt overeen met de afzetting van vlokken met vrijwel een gelijke valsnelheid. Dit komt zeer goed tot uiting in de kumulatieve ver-

delingskromme van de valtijden van de gevormde flokullen (fig. I/34B). Uitgedrukt in equivalente flokulatiediameters (d.w.z. de diameter van een kwartkorrel welke in het beschouwde milieu eenzelfde valtijd zou vertonen, hebben de flokullen een waarde gelegen tussen 15 en 25 μ . In fig. I/33 zijn deze valtijden weergegeven voor de verschillende tests.

3. - In zoet water verloopt de afzetting van slib anders. De kumulative verdelingskromme wordt hier gekompenseerd en zelfs overschreden door kompaktieverschijnselen. (niet geflokuleerd slib heeft een hogere dichtheid na afzetting, White W.A. - 1961). De korrelgrootte van de sedimenterende partikels stemt overeen met de korrelgrootteverdeling bekomen op het laboratorium (fig. I/33) wat op de afwezigheid van een belangrijke flokulatie wijst.

4. - De tot nu toe verrichte proeven laten niet toe enige korrelatie te geven tussen het zoutgehalte van het milieu en de grootte van de gevormde vlokken.

De flokulatiefaktor (zie inleiding) bedraagt hier ongeveer 3.3 à 4.29. In vergelijking met andere analyses op estuarien slib, uitgevoerd door Migniot C. (1968) is dit vrij laag (voor een gemiddelde korrelgrootte van 10 à 100 μ is volgens Migniot:

$F = 5$ à 16 - zie inleiding)

Vermoedelijk speelt hier de concentratie van de suspensie de belangrijkste rol zodat bij hogere concentraties een hogere flokulatiefaktor mag verwacht worden (cfr Rosenquist - 1953, 1955).

We kunnen hier dus uit afleiden dat in de rivier een belangrijke flokulatie pas zal optreden in de onderste waterlagen en bij een sedimentconcentratie van 0,500 g/l.

Verder bemerken we eveneens dat in het flokulatieproces korrels grover dan 40 μ (valtijd $\ln t < 7$ in test) slechts een zeer ondergeschikte rol spelen (zie eveneens Van Straaten L.M.J.U., - 1954 en Migniot C - 1968).

b) Kalkgehalte:

Het kalkgehalte van het sediment in suspensie varieert tussen enkele procenten en 27%. De laagste waarden komen stroomopwaarts van Fort Frederik voor en nemen in zeewaartse richting sterk toe.

Wanneer we nu het kalkgehalte^{uitzetten} in functie van het gehalte kleiner dan 44 µ (fig. I/16), dan bemerken we dat ook hier een zekere korrelatie bestaat in zoverre dat de hoogste waarden aan kalkgehalte gevonden worden in sedimenten met een hoog gehalte aan sediment fijner dan 44 µ. Voor monsters nu welke voor meer dan 50% fijner zijn dan 44 µ wordt de spreiding tussen de punten zeer groot. Maken we echter onderscheid op basis van de monsterplaats, dan bemerken we dat voor de monsters genomen stroomopwaarts van Fort Frederik het kalkgehalte blijft toenemen met stijgend gehalte aan fijn sediment. Voor deze monsters vinden we een rechtlijnige verhouding. Monsters echter genomen stroomopwaarts van Fort Frederik vertonen een veel geringere toename in kalk bij een vermeerdering van het gehalte aan fijn sediment. Ook bij de bodemonsters konden we eenzelfde verhouding waarnemen. Er is dus wel duidelijk een verarming aan kalk in stroomopwaartse richting waar te nemen. Anderzijds schijnen de slibrijkste monsters het sterkst aan deze ontkalking onderhevig te zijn.

Ten einde de evolutie van het kalkgehalte in functie van de afstand tot de monding verder na te gaan, hebben we eveneens het kalkgehalte van de fraktie kleiner dan 44 µ afzonderlijk bepaald voor verschillende monsters tussen de Rupelmonding en Vlissingen (fig. I/16). Welnu we zien dat op ong. 50 km van de monding het kalkgehalte in deze fraktie 18% bedraagt en op 100 km nog slechts 6%. Hiermede is dan wel duidelijk de sterke afname in stroomopwaartse richting aangetoond.

c) Gehalte aan organische bestanddelen:

Het gehalte aan organisch koolstof werd op een twintigtal suspensiemonsters bepaald. De hoeveelheid organisch koolstof bedroeg minimaal 4,5%, wat ongeveer overeenstemt met 8% organische bestanddelen. De aard van deze organische bestanddelen werd niet nader bestudeerd. Wel hebben we nagegaan of er een verband bestond tussen het

koolstofgehalte en de fraktie fijner dan $44\ \mu$ (fig. I/17), en alhoewel de punten hier een vrij grote spreiding vertonen, kan men toch een rechtlijnig verband tussen beiden waarnemen.

In verband met deze vaststelling kunnen we er op wijzen dat de schommelingen aan organische stoffen, waargenomen door Wollast R (1970) waarschijnlijk te wijten zijn aan variaties in korrelgroottesamenstelling van het suspensiesediment. Dezelfde auteur stelt eveneens vast, dat de hoogste concentraties voorkomen te Gentbrugge en tussen Burcht en Zandvliet. De laatste zone op zijn minst stemt overeen met een slibrijke omgeving. Dit is dus met bovenvermelde verhouding in overeenstemming. Anderzijds weten we dat organische bestanddelen een belangrijke rol spelen in het flokulatieproces (o.a. Darnell - 1967). Dit betekent dus dat het flokulerend sediment een gedeelte van het organisch materiaal zal fixeren in de slibafzettingen.

Worden deze echter voortdurend geremanieerd, (en na hetgeen we reeds zagen bij de studie van bodem en suspensiesediment is dit aannemelijk) dan mogen we verwachten dat er een toenemende aanrijking aan organisch koolstof in het slib optreedt. Dit is volgens ons een rede voor de steile toename aan organische bestanddelen welke waargenomen werden tussen Burcht en Zandvliet, en vermoedelijk eveneens voor de zone te Gentbrugge.

Tenslotte vermelden we nog dat de metingen uitgevoerd door prof. A. Louis op monsters door ons genomen op het Nederlands gedeelte van het Schelde-estuarium, slechts 0,2 à 1% organische bestanddelen bevatten.

Vergelijk tussen het sediment aangetroffen op de bodem van de stroomgeul, de slikken en in suspensie.

a) Korrelgrootte:

De sedimenten van het Schelde-estuarium kunnen, samengevat in een zand-silt-klei diagramma volgens Shepard F. (fig. I/15), beschreven worden als zand, siltig zand, zand-silt-klei, en kleiig silt. Echte klei of silt afzettingen komen niet voor, zelfs zandig silt is in min-

dere mate aanwezig. Volgens het diagramma van Sindowski, dat zoals we reeds vermeld hebben op basis van wad-sedimenten opgesteld werd, vallen alle punten samen in de velden gekenmerkt als "sand", "Schlickiger sand", "Sandiger schlick", "Schlick" en "Toniger Schlick". "Stark Toniger Schlick" werd niet waargenomen.

De korrelgrootte van sedimenten op de bodem van de Scheldegeul aangetroffen, en deze op de slikken verschillen in minstens één opzicht. Het slikkesediment bevat namelijk zelden (steeds minder dan 5%) korrels grover dan 250 μ . Op de bodem van de Scheldegeul daarentegen bestaan er tussen de Rupelmonding en Bath minstens twee plaatsen waar een aanzienlijk grover sediment aanwezig is (cfr. bodemonsters genomen tussen de Rupelmonding en Antwerpen fig. II/50, bodemkaarten Antwerpse Zeediens-ten en Analysen A. Bastin. Enerzijds is het bodemsediment tussen de Rupelmonding en Callebeek zeer grof, tot zelfs grind. Anderzijds wordt de omgeving Doel-Bath door de aanwezigheid van een merkkelijk grover bodemsediment (mediaan boven 250 μ) gekenmerkt.

Tussen beide zones komen slibvelden en zandlenzen voor, waarvan de samenstelling in grote mate kan variëren zoals boven reeds vermeld werd. Het zand in dit gebied is echter niet grover dan het grofste zand dat op de slikke aangetroffen wordt.

De korrelgrootte van het slikkesediment wordt verder gekenmerkt door de graduele overgangen welke tussen de laagwaterlijn en de schorre voorkomen. Deze verfijning uit zich in een afnemende moduswaarde, een toenemend kleigehalte en een afname in de sorteringsgraad. Het is een verschijnsel dat kenmerkend is voor estuariene wadafzettingen (cfr. Van Straaten L.M.J.U. - Berthois L. - Guilcher A. - Verger F. - Reineck H.E. e.a.). In de stroomgeul daarentegen is de verdeling van zand en slib totaal anders geordend. We gebruikten reeds de termen slibveld en zandlens om de grote sedimentlichamen aan te duiden welke hier voorkomen. Tussen deze lichamen zijn de kontakten soms vrij scherp (kaarten A. Bastin), terwijl volgens een dwarssectie zand en slib verschillende malen met elkaar afwisselen (soms 5 à 6 maal).

Op basis dus van de grofheid van het sediment en de ruimtelijke verbreding van zand en slib, is het mogelijk om beide milieus van elkaar

te onderscheiden. De korrelgrootteverdelingskrommen echter van het merendeel van de sedimenten op de Scheldebodem komen vrijwel overeen met korrelgrootteverdelingskrommen welke eveneens op de slikken aangetroffen worden.

Op de slikken zelf kan men nog op basis van de verdeling van het sediment onderscheid maken tussen slikken met een vrij steile korrelgroottegradient en slikken met een meer uniforme korrelgrootteverdeling (zand). Het eerste sedimentatietype doet zich voor, daar waar een steile klif de slikke van de Schelde scheidt (bv. Bath - Rilland). Het tweede type komt voor hetzij in een binnenbocht, hetzij achter een vloed-schaar. In beide gevallen dus op plaatsen waar een geleidelijke overgang naar een diepere geul aanwezig is.

De korrelgrootte van het suspensiesediment valt in een Shepard-driehoeksdiagramma samen met de sedimenten afkomstig van hoger genoemde milieus. Het suspensiesediment is verder meestal fijner dan het bodemsediment. Korrels grover dan 250 μ komen normaal niet voor. Ter hoogte van de Ballastplaat echter komt zand tot 350 μ in suspensie tegen de bodem voor. Het sediment wordt fijner naar de oppervlakte toe. Verder treden eveneens ruimtelijke verschillen op.

Naast een verfijning vanaf Fort de Parel naar de Belgisch-Nederlandse grens toe, hebben we kunnen opmerken dat zelfs over korte afstand (volgens een dwarssectie) korrelgrootteverschillen in het suspensiesediment optreden, en dat deze aan de aard van de bodemsamenstelling gebonden zijn. Op de slikken is het suspensiesediment zeer fijn en wordt zand armer van de laagwaterlijn naar de schorre toe. We vinden hier dus hetzelfde onderscheid weer als bij de bodemsedimenten.

Naast de studie van de zandfractie willen we nog de aandacht vestigen op de silt en kleifrakties. In de verschillende milieus kan de kleifractie variëren van enkele procenten tot 40 à 50%. Slechts op enkele plaatsen met zeer grof sediment (bv. M 4), werd geen klei gevonden. In de regel geldt echter dat steeds enkele procenten klei (2 à 3% minimum) aanwezig zijn. Het kleigehalte van deze sedimenten is samen met het vochtgehalte en het gehalte aan organische bestanddelen (deze zijn nauw met elkaar verbonden) een belangrijke faktor

voor de bepaling van de sedimentologische eigenschappen van het sediment (koherentiegraad, mogelijkheid tot erosie).

Een korrelgroottestudie van de siltfrakties laat verder toe, een beter inzicht te krijgen in het onderscheid tussen de verschillende sedimenten. Wij hebben bij de bespreking van de korrelgrootte in de verschillende milieus opgemerkt, dat er verschillen voorkwamen wanneer de siltratio's van het sediment in deze milieus met elkaar vergeleken werden. Hierbij bleek het bodemsediment overeen te stemmen met een groot deel van het suspensiesediment (type A en B, fig. I/14) terwijl de zandrijkere suspensies een verschillende samenstelling hadden (type C). Hierbij konden we dan verder opmerken dat in de meeste gevallen een knikpunt in de kumulatieve verdeling van deze ratios voorkwam dat zich situeerde rond de 20 à 25 μ . We vermoeden dus dat de flokulatie hier een rol speelt gezien de waarde overeenstemt met de valsnelheid van de gevormde vlokken. De slikkesedimenten tenslotte blijken vrij sterk van bodem en suspensiesediment te verschillen.

Wanneer we nu echter de grove siltfractie vergelijken met de fijne siltfractie, (we hebben de scheiding hier bij 15 μ gelegd), dan komt dit onderscheid bodem + suspensie versus slikken nog veel sterker tot uiting (fig. I/35). Het slikkesediment vertoont een zeer grote verscheidenheid in de samenstelling van de grover siltfractie tegen een meer homogene fijne siltfractie. Bodem en suspensiemonsters vertonen echter voor beide frakties een grote homogeniteit. De verscheidenheid is daarbij iets groter in de fijne siltfractie. Wanneer de flokulatiestaat hier een rol speelt dan kunnen we aannemen dat de slikkemonsters een geringere graad van flokulatie vertonen en daarbij dus sterker beïnvloed worden door de differentiele erosie-sedimentatie dynamiek, terwijl het bodemsediment met een sterkere flokulatie (hoger sedimentdichtheid) vrijwel in zijn geheel beïnvloed wordt en geen differentiatie toelaat. Dat de suspensie steeds zo 'n grote overeenkomst met de bodem vertoont, kan te wijten zijn aan de monsternamen, waarbij het merendeel der suspensiemonsters uit de onderste 50% van de diepte afkomstig zijn.

b) Opmerking in verband met de sorteringsgraad en de scheefheid van het sediment.

De sorteringsgraad van deze sedimenten varieert van zeer goed ($So = 0.2$) tot zeer slecht ($So = 3.0$). Langsheen de slikken kan men waarnemen dat de sortering afneemt van de laagwaterlijn naar de dijk toe. Dit gaat tevens gepaard met een afnemende korrelgrootte, en een toename aan silt en klei (fijner dan 62 μ). De scheefheid van deze sedimenten is vrijwel steeds positief en varieert tussen -0.1 en $+1.00$.

Teneinde nu zowel voor de sortering als voor de scheefheid een eventueel verband met de algemene korrelgrootteverdeling na te gaan hebben we deze parameters vergeleken met het gehalte kleiner dan 62 μ (fig. I/36 - 37). De reden waarom nu juist het silt en kleigehalte genomen hebben, eerder dan bv. de mediaanwaarde of de gemiddelde korrelgrootte (Shepard F.P. and Young R - 1961; Friedman G.M. - 1962; Beall A. - 1970) ligt in de veronderstelling dat het juist een toe- of afname aan deze frakties is welke we als belangrijkste verschil tussen deze sedimenten waarnemen.

Voor de sortering kunnen we opmerken dat het niet mogelijk is om langs deze weg een onderscheid te maken tussen bodem, suspensie of slikkemonsters. Alle punten vallen in een min of meer gegroepeerde bundel samen. Voor 90% van de geanalyseerde monsters blijkt verder een vrij goed verband te bestaan tussen de sorteringsgraad en het silt en kleigehalte. Een hoger gehalte aan fijn sediment brengt een slechtere sortering met zich mee. Aanvankelijk is deze afname niet zeer groot (tussen 0 en ongeveer 10% fijn sediment stijgt de sorteringsgraad van 0.2 tot 0.5). Tussen 10 en 50% fijn sediment zien we dat de sortering merkkelijk slechter wordt (So stijgt van 0.5 tot 2.4). Neemt het gehalte aan fijn sediment nog verder toe dan verandert de sorteringsgraad niet meer aanzienlijk (So stijgt van 2.4 tot 3.0). Wanneer de gebruikelijke sorteringsterminologie op dit diagramma overbrengen dan bemerken we, dat een zeer goed gesorteerd sediment tot 6% silt en klei kan bevatten, en een goed gesorteerd sediment tot 10%, een matig goed gesorteerd sediment tot 18%, een matig

gesorteerd sediment tot 24%, een slecht gesorteerd sediment tot 37% en een zeer slecht gesorteerd sediment nog meer. Geven we deze grenzen tevens weer op een Sindowski zand-silt-klei diagramma dan zien we dat een "sand" zeer goed tot goed gesorteerd is, een "Schlickiger sand" slechts matig goed tot matig gesorteerd en een "sandiger schlick" slecht gesorteerd is.

"Schlick" sedimenten blijken allen zeer slecht gesorteerd te zijn.

1. - Sommige onderzoekers nu tonen aan dat, voor duin- en strandsedimenten de sortering varieert tussen 0.2 en 0.8 (Shepard F.P. and Young R. - 1961; Friedman G.M. - 1961; Beal A. - 1970). Het betreft hier steeds sedimenten met een zeer laag silt-klei gehalte (meestal minder dan 20%). De sorteringsgraad wordt daarbij beter wanneer de mediaanwaarde van 1000 mu daalt naar 125 mu. Vermits nu het merendeel van de zandafzettingen uit het Schelde-estuarium een mediaanwaarde hebben welke dicht bij 250 à 125 mu gelegen is, en we bij toenemend silt en klei gehalte (en dus een dalende mediaanwaarde) een steeds slechtere sorteringsgraad zien, mogen we hieruit besluiten dat er zowat een optimale sorteringsgraad bestaat voor sedimenten met een mediaanwaarde rond 125 gelegen. In ieder geval blijkt het ons niet mogelijk om op basis van de sortering een onderscheid te maken tussen het estuariene milieu en bovengenoemde milieus, voor zover althans het zandafzettingen betreft.

2. - We merken ook op dat de goede overeenstemming sortering/silt-klei er op wijst dat het vooral de afzetting van slib is, welke de verschillen tussen de verschillende sedimenten kenmerkt. Merkwaardig is eveneens dat de gevonden sorteringsgrenzen vrij goed overeenstemmen met terreinbenamingen van de sedimenten zoals die in een zand-silt-klei diagramma weergegeven worden. Dit wijst ons insziens op een nauwe betrekking tussen sorteringsindeling en natuurlijke eigenschappen van deze sedimenten.

3. - Het verband tussen de scheefheid en het silt-klei gehalte (fig. I/37) is heel wat minder uitgesproken. Alleen de sedimenten met een laag gehalte fijner dan 62 mu (minder dan 10%) hebben een

negatieve scheefheid. Naarmate meer een fijn sediment aanwezig is wordt de scheefheid positief en stijgt verder met toenemende silt-klei gehalte.

4. - Friedman G.M. (1961) geeft verder aan dat de scheefheid voor rivier en duinzanden meestal positief is, en negatief voor standzanden. Hij schrijft dit toe aan de unidirectionele krachtwerking in eerstgenoemde milieus. We zien echter dat eveneens estuariene sedimenten een overwegend positieve scheefheid vertonen. Ook is in het estuarium de golfwerking, zoals we deze kunnen waarmaken op het strand, vrijwel afwezig. Tot zoverre is er dus een overeenkomst met de veronderstelling van Friedman. Nochtans menen we dat we bezwaarlijk van een unidirectionele krachtwerking in een estuarium kunnen spreken, zodat de vooropstelling van Friedman in die zin moet gewijzigd worden. Het ware vermoedelijk beter om de negatieve scheefheid aan de wash en backwash van de golfwerking toe te schrijven en niet noodzakelijk aan een bidirectionele kracht in het algemeen.

De negatieve scheefheid, welke enkele sedimenten in het estuariene milieu vertonen, moet toegeschreven worden aan de aanwezigheid van een residueel grof sediment.

c) Enkele specifieke eigenschappen van de korrelgrootteverdeling en hun dynamische interpretatie.

c.1. Studie van de knik en inflectiepunten bij de kumulatieve korrelgroottekrommen.

In een studie over de korrelgrootteanalyses wijst Visher G.S. (1969) op het belang van de knik en inflectiepunten, welke in kumulatieve korrelgroottekrommen aanwezig zijn. Hij stelt hierbij voorop dat deze punten het gevolg zijn van het mengen van verschillende korrelgroottepopulaties (suspension population, saltation population, traction population) welke op een log-waarschijnlijkheidspapier als rechte stukken voorgesteld worden (fig. I/38).

Deze punten komen normaal bij onze korrelgroottediagrammen niet tot uiting omdat we de krommen als vloeiende lijnen en niet als (afgesneden)

rechte lijnstukken voorstellen. We hebben nochtans voor een reeks monsters van de Schelde-geul, de slikken en de suspensies, deze knik- en inflektiepunten opgezocht. De wijze waarop we hierbij te werk zijn gegaan is geïllustreerd in fig. I/38. De diagrammen van fig. I/38-39 hebben alleen deze punten weergegeven. We hebben verder onderscheid gemaakt tussen sedimenten met meer dan 75 à 80% grover dan 62 mu (schlickiger sand) en sedimenten met meer silt en klei.

a) Bodemsedimenten uit de Schelde-geul (fig. I/39)

Voor de zandrijke sedimenten is er in de grovere fraktie een duidelijk knikpunt aanwezig tussen 350 en 250 mu. Dit punt bevindt zich steeds beneden de 5% lijn. Een tweede knikpunt komt voor in de fraktie rond 125 mu. Tussen beiden is soms een minder uitgesproken inflektiepunt aanwezig. Sedimenten met minder dan 75% zand vertonen een onderste knikpunt dat meer naar de fijne frakties opgeschoven is (tussen 250 en 175 mu) en een bovenste knikpunt dat zich eveneens bij 125 mu bevindt. Toevoegen van zeer fijn sediment heeft dus geen invloed op de plaats van het bovenste knikpunt. Een inflektiepunt komt in deze laatste sedimenten niet voor.

b) Bodemonsters van de slikken (fig. I/39)

Ook hier komen twee knikpunten voor, waarvan het onderste echter gelegen is tussen 250 en 175 mu en nooit in de grovere frakties komt. Het ligt eveneens steeds beneden de 5% lijn. Het bovenste knikpunt is bij monsters met meer dan 75% zand, gelegen tussen 100 en 62 mu. Het ligt dus duidelijk in de fijnere frakties dan bij de sedimenten uit de Scheldegeul. Monsters met minder dan 75% zand hebben een onderste knikpunt tussen 125 en 100 mu en een tweede hoger gelegen knikpunt bij 62 mu en lager.

Opvallend ten opzichte van monsters uit de Scheldegeul is hier dus de verschuiving naar de fijnere frakties van het bovenste knikpunt bij toenemend silt en kleigehalte.

c) Suspensie monsters (fig. I/39)

Deze groep monsters vertoont vrijwel nooit een onderste knikpunt. Wat het bovenste knikpunt betreft kunnen we drie groepen onderscheiden.

Een eerste groep monsters heeft een zeer hoog gelegen knikpunt (boven de 95% lijn) dat zich situeert bij 125 mu. Het betreft hier suspensiemonsters uit de onderste waterlagen in een zeer zandrijke omgeving (Ballastplaat).

Een tweede groep monsters heeft eveneens een knikpunt bij 125 mu, maar dit ligt nu veel lager. Het silt en kleigehalte is hier veel groter dan in vorige groep. Deze bevat eveneens suspensiemonsters uit de Scheldegeul.

Een derde groep monsters tenslotte, afkomstig van suspensiemonsters op de slikken (MK en NK) hebben een knikpunt bij 90 mu (veel fijner dus dan in de twee vorige groepen).

We zien dus in suspensie dezelfde evolutie weergegeven welke we reeds bij de bodemonsters konden opmerken. Bodemonsters uit de Scheldegeul onderscheiden zich van de slikkemonsters door de ligging van het bovenste knikpunt en de evolutie ervan bij toenemend silt en kleigehalte.

In aansluiting nu bij de studie van Visher G.S. (1969) kunnen we volgende punten terugvinden. Het onderste knikpunt bij 350 - 250 mu is het "2 Phibreak" van deze auteur en scheidt een traktiepopulatie van een saltatiepopulatie. Het inflektiepunt bij 250 - 175 mu zou de zogenoemde "swash-backwash separation" kunnen zijn, alhoewel dit geen betekenis heeft in de Scheldegeul, terwijl dit inflektiepunt op de slikken meer bij 125 mu gelegen is.

Er is op de slikken echter wel een knikpunt bij deze waarde dat evenwaarig met de "swash-backwash separation" zou kunnen zijn. Het knikpunt tussen 90 en 62 mu scheidt de saltatiepopulatie van de eigenlijke suspensiepopulatie. Het knikpunt daarentegen bij 125 mu, dat wij herhaaldelijk waarnemen op de Scheldebodem, wordt in het werk van Visher niet vermeld. Een overeenkomst met de resultaten van deze auteur is is dan ook meer gedeeltelijk.

Merkwaardig vinden we echter wel, dat uit het vergelijk van deze knikpunten een duidelijk onderscheid kan gemaakt worden tussen monsters uit de Scheldegeul en Slikkemonsters, en dat dit onderscheid eveneens waerspiegeld wordt in de suspensies. De situatie is hier dus volledig

gelijklopend met de resultaten bekomen bij de studie van de siltfractie. Het gaat hier voornamelijk om de frakties 125 -62 μ , waarin de Scheldegeul nooit enige differentiatie (uitgedrukt door een verschuiven van knikpunten) aanwezig blijkt te zijn, wat wel het geval is op de slikken en in de suspensies boven de slikken (en dus eveneens in de bovenste waterlagen van de Scheldegeul).

Zoals we dan ook hebben opgemerkt bij de studie van de siltfractie speelt het feit dat de gesedimenteerde suspensievlokken bij een geringe suspensiedichtheid op de slikke in de hun samenstellende componenten gescheiden worden, ook hier een belangrijke rol. Anderzijds is het waarschijnlijk eveneens zo, dat de flokulatiegraad in de bovenste waterlagen en op de slikke heel wat geringer is dan tegen de Scheldebodem, zodat het fijnere zand niet zo sterk in deze vlokken gebonden zal zijn waarbij een grotere differentiatie bij sedimentatie en erosie mogelijk zal zijn.

c.2. Vergelijk tussen de grofste frakties en de mediaanfractie.

Een methode om de sedimentologische historiek van een sediment te reconstrueren is volgens Passega R. (1964, 1969) gelegen in een vergelijkende studie tussen de grofste fractie in het sediment aanwezig (fractie waarbij 1% van het sediment grover is — de C-waarde) en de mediaanwaarde (M-waarde).

Volgens het onderzoek van deze auteur kan men de sedimenten situeren in een diagramma zoals voorgesteld in fig. I/40. Hierbij wordt duidelijk een onderscheid gemaakt tussen een uniforme suspensie (waarin voor een kleine variatie van C, een grote variatie van M waargenomen wordt en de concentratieverschillen eerder gering zijn), een graduele suspensie (sterke variatie van C, geringere variatie van M, grote concentratieverschillen) en de bodemsuspensies (salterend en rollend materiaal).

Voor een meer uitgebreide uitleg verwijzen we naar het werk van Passega R. (1964, 1969) zelf.

Worden nu de monsters van de Scheldebodem en de suspensie volgens dit diagramma uitgezet (fig. I/40) dan bemerken we vooreerst dat alle punten zich zodanig groeperen dat een zeer grote variatie in M-waarde,

voor een geringe variatie in C-waarde waargenomen wordt. Bijna alle monsters moeten volgens dit diagramma tot de uniforme suspensie en gedeeltelijk tot de graduele suspensies gerekend worden. Echte bodem-suspensies, die rollend vervoerd worden of salterend, treffen we alleen aan in het gebied tussen de Rupelmonding en het bovineinde van de rede van Antwerpen. Meer zeewaarts vinden we hoofdzakelijk uniforme en graduele suspensiemonsters. Welnu dit sluit aan bij wat reeds vroeger gezegd werd over het bodemtransport tussen Antwerpen en Zandvliet. We merken reeds op dat het eigenlijk rollend en salterend bodemtransport hier beperkt is tot 5 à 10% van het sedimenttransport. Anderzijds is de hoge flokulatiegraad in een slibomgeving van dien aard dat geen verdere differentiatie in het sediment optreedt, maar eerder een homogeen transport "in massa" moet vooropgesteld worden. Naar de Rupel toe enerzijds en naar Bath anderzijds komt een hoger en meer genuanceerd bodemtransport voor.

Morfoscopisch onderzoek van het Scheldesediment.

Het morfoscopisch onderzoek van het Scheldesediment werd verricht op enkele monsters, afkomstig van de slikken aan de Rupelmonding, de Ketelplaat, de slikken nabij Doel en aan de Volckerpolder. Naast deze monsters werd eveneens het bodemsediment van de Nete (kaart K) onderzocht. Waarom we nu juist sedimenten van de Nete hebben onderzocht vindt zijn verklaring in het feit dat we hier enerzijds een vrij grof sediment aangetroffen hebben, verschillend van het Scheldesediment, terwijl ook op het gebied van zware mineralen dit sediment zich onderscheidde.

1. Nete-sediment (fig. I/41)

De volgende monsters werden onderzocht: Nete 1 en 2 genomen te Grobbendonk en Nete 3 en 5 genomen te Achterbiest.

Het grovere sediment van de Nete bood ons de gelegenheid de afronding van korrels met sterk verschillende diameters te vergelijken. Fig. I/41 A en B geeft dit vergelijk weer. De korrels van de fraktie 351 μ zijn beter in de SA (half hoekig) en A (hoekig) klassen vertegenwoordigd dan deze van de fraktie 495 μ . In de klasse R (afgerond)

daarentegen zijn ze in mindere mate aanwezig. Er komen in deze frakties geen VR (zeer afgerond) korrels voor. Diagramma B laat ons toe de fraktie 351 mu te vergelijken met de fraktie 250 mu. Hier zien we enigszins hetzelfde beeld als daarjuist. De fraktie 250 mu koncentreert zich nog meer in de SA klasse. We menen hieruit te kunnen afleiden dat naarmate we fijnere korrels hebben deze een meer hoekig karakter vertonen. We veronderstellen dus dat de grotere korrels gemakkelijker afronden dan kleinere. Vervolgens merken we nog op dat de fijnere frakties als het ware een kleinere spreiding vertonen, tzt. veel meer in één of twee klassen gekoncentreerd zijn, dan het grove sediment.

In diagramma C worden twee frakties van een monster dat meer naar de oever toe genomen werd, met elkaar vergeleken (Nete 2). We zien hier dat het sediment enerzijds nog veel meer gekoncentreerd is in twee klassen SA en SR), terwijl anderzijds de fijnere fraktie (250 mu) opnieuw hoekiger schijnt te zijn, dan de fraktie 351 mu. Lateraal treffen we dus meer SA materiaal aan dan in het midden van de geul.

Diagramma D, geeft opnieuw de vergelijking van twee monsters, waarvan één uit het midden van de stroomgeul komt (Nete 3) en het andere tegen de oever genomen is (Nete 5). Het materiaal blijkt op deze plaats iets meer SA korrels te bevatten dan in het vorige geval. Afgezien daarvan stellen we opnieuw vast dat lateraal veel meer SA korrels gevonden worden dan in het midden van de rivier.

Uit deze vier diagrammen blijkt dus enerzijds dat het fijnere sediment (250 mu) in de Nete hoekiger is dan het grovere, anderzijds dat het sediment dat lateraal afgezet wordt een grotere hoekigheid en een geringere spreiding heeft dan het sediment uit het midden van de rivier.

Uit deze gegevens moeten we dus besluiten dat het grover sediment zich blijkbaar beter tot afronding leent dan fijnere sedimentpartikels. Verder kunnen we verwachten dat een hoekige korrel een kleiner gewicht zal hebben dan een goed afgeronde korrel met dezelfde dichtheid en diameter. Daarbij gaat dus een hoekige korrel gemakkelijker in saltatie of suspensie gebracht worden.

Verder kan men eveneens aannemen dat een hoekige korrel een grotere

turbulentie zal verwekken en een grote weerstand op de stroming gaat leveren dan een gerolde korrel, waardoor dus de hoekige korrels op nieuw gemakkelijker in suspensie kunnen komen. Dit zou dan kunnen verklaren waarom we lateraal waar de suspensielading zich afzet tegelijkertijd aanrijking vinden aan hoekig sediment (cfr ondermeer Winkelmolen A. - 1969)

2. De Schelde-slikken (fig. I/41 - E.H)

Zoals blijkt uit de diagrammen E tot H heeft het sediment van de slikken een tamelijk homogene samenstelling op het gebied van afronding. Zoals we reeds in de Nete zagen, stellen we hier eveneens vast dat hoe fijner het materiaal is, hoe hoekiger. De fraktie 100 μ is in alle gevallen merkkelijk hoekiger dan de fraktie 250 μ . Verder schijnt nog een groot verschil tussen de verschillende monsters te bestaan.

Dat deze fraktie 100 μ hoekiger is, hoeft in feite geen verwondering te wekken daar deze fraktie hoogstwaarschijnlijk bestaat uit schilfers welke van grotere korrels afgeslagen werden, terwijl deze fijnere korrels te kelin zijn om nog verder afgerond te worden.

3. Sphericiteit van het sediment

Naast elk histogram, dat de afgerondheid weergeeft, hebben we eveneens de sphericiteit van de monsters weergegeven. Onder sphericiteit verstaan we de mate waarin de korrel de bolvorm benadert. We hebben korrels, welke duidelijk één diameter groter of kleiner hadden dan beide andere, loodrecht op de eerste beschouwd, als LS (Low Sphericity) korrels aangeduid; terwijl de korrels waarin geen merkkelijk verschil tussen de diameters in drie richtingen, loodrecht op elkaar beschouwd, optrad, HS (High Sphericity) korrels genoemd werden.

Voor alle monsters bleken er ongeveer evenveel HS als LS korrels aangetroffen te worden. Een uitzondering hierop is het sediment van de Ketelplaat, waar veel meer (tot 75%) LS korrels aanwezig zijn. Het enige verschil dat we menen te kunnen waarnemen, is dat het sediment van de Nete iets meer HS korrels bevat dan het Scheldesediment.

4. Oppervlakteverschijnselen

Het oppervlak van deze korrels vertoont soms kleine putjes of streepjes, wanneer deze zeer talrijk zijn verkrijgt de korrel een mat oppervlak. Het is vooral het windtransport dat voor de matheid van de korrels verantwoordelijk is. (Cailleux A. - 1942). Uit fig. I/41-I, waar de verhouding mat-glanzend voor de verschillende monsters gegeven is, blijkt nu duidelijk dat het sediment van de Nete ongeveer dubbel zoveel matte korrels bevat dan dit van de Schelde. Dit komt overeen met wat we eveneens bij de zware mineralen-studie vaststelden, namelijk, dat het Nete-sediment voor het merendeel uit geërodeerde kwartaire dekzanden bestaat. Dat in de Schelde meer glanzende korrels voorkomen bewijst daarom nog niet dat we hier niet met geërodeerde eolische afzettingen te maken hebben. Immers bij het transport in de rivier worden de korrels gebroken of wordt hun oppervlak gepolijst zodat het matte aspect verdwijnt.

Vergelijkende studie van de zware mineralen

Langsheen twee profielen (Bath en Doel) werden enkele analyses van zware mineralensamenstelling van het sediment uitgevoerd. In tabel 15 geven we verder eveneens de resultaten weer van een aantal monsters afkomstig uit de bedding van de Nete en uit de polders ten noorden van Antwerpen (Wartel S - 1966). Verwijzen we tenslotte nog naar de analyses van Baak J.A. en Crommelin R.D., weergegeven in de inleiding.

Het is vooral het Nete-sediment dat zich hierbij sterk onderscheidt op basis van zijn hoog gehalte aan metamorfe mineralen (16,24% samen tegenover 7,29 te Bath) en aan tourmalien. Verder treffen we opvallend minder epidoot en iets minder granaat en hoornblende aan. De herkomst van deze metamorfe mineralen en het tourmalien kan verklaard worden door erosie van de kwartaire B-sedimenten, die in het Nete-bekken voorkomen (De Ploey J. - 1961) en waarin deze mineralen een dominante positie innemen. We zagen daarbij reeds dat ook op het gebied van korrelgrootte en afronding, het Nete-sediment zich duidelijk onderscheidt van het door ons bestudeerde Scheldesediment.

De sedimenten echter, afkomstig van Doel en Bath, vertonen heel wat geringere verschillen met de analyses verricht door Baak en Crommelin. In al deze sedimenten zien we een dominante hoornblende-epidoot-granaat associatie, kenmerkend voor de H-provincie, gedetermineerd door Baak. Tot deze H-provincie behoren eveneens de kwartaire leem en dekzandformaties welke in het ganse Scheldebekken voorkomen (fig. I/11B). Van daar ook de geringere verschillen welke Crommelin vaststelde tussen monsters van Doel en de bovenloop. Hieruit volgt dus dat, behoudens het Nete-sediment dat zich duidelijk afscheidt, we niet zeer veel over de sedimentherkomst zullen kunnen vertellen op basis van een grove zware-mineralen analyse zoals we hier hebben verricht. Wil men iets meer te weten komen, moet een meer gedetailleerd onderzoek verricht worden. Enkele punten nochtans lijken ons nu reeds te moeite waard om opgemerkt te worden. We zien namelijk dat het hoornblende-gehalte vrij grote variaties ondergaat naarmate we ons van de Scheldegeul (Hoornblende 9%) over de slikken (15%) naar de polders (20%) verplaatsen.

Een verklaring hiervoor kan gevonden worden in een differentiele sedimentatie. Dit mineraal behoort immers tot de fijnere frakties van het sediment (De Ploey J. - 1961) terwijl eveneens Van Andel Tj. H. - 1951 en Gullentops F. - 1954, op een verband tussen de korrelgrootte en de zware mineralenverdeling wezen. Er bestaan echter andere verklaringen voor dit verschijnsel. Zo kan bijvoorbeeld bij erosie van de steilrand te Hoogerheide een hoornblenderijk sediment (A-wad zanden, De Ploey J. - 1961) geërodeerd geweest zijn op het ogenblik dat de poldersedimenten afgezet werden. Een ander mogelijk brongebied zijn de zanden van Merksem welke in de omgeving van de bocht van Bath geërodeerd worden in de Schelde-bedding, en eveneens hoornblende-rijk zijn. Het is daarbij geenszins uitgesloten dat, bij talrijk voorkomende overstromingen in het holoceen een groot gedeelte van deze sedimenten op de polders gedeponneerd werden.

Een ander aspect van de zware mineralensamenstelling zijn de verschillende zirkoon-gehalten welke waargenomen worden tussen Bath (8,38%) en de analyses van Baak (9,10%) enerzijds en Doel (15,33%) en de polders anderzijds. Bij Crommelin merken we op dat ook de bovenloop van de Schelde een hoog zirkoon-gehalte heeft (16%) tegen een laag gehalte

in het estuarium (5%). Ook dit mineraal echter zou volgens Crommelin vooral in de fijnere frakties sedimenteren en dus niet als bronindikator kunnen optreden. Het is volgens Crommelin immers best mogelijk dat ook de suspensies stroomafwaarts van Bath een hoger zirkoon-gehalte bezitten. De waarnemingen op de slikken van Bath echter (laag zirkoon-gehalte) wijzen ons insziens echter meer op een verschil in brongebied dan alleen maar een verschil te wijten aan de korrelgrootte zodat we het hier niet a priori met de veronderstelling van Crommelin kunnen eens zijn.

" Mineraal	Bath	Doel	Nete	Polders	"
"					"
" OPAAK	20.25	18.00	33.50	19.12	"
" ZIRKoon	8.38	15.33	5.72	14.09	"
" RUTIEL	3.00	4.75	3.75	3.33	"
" TOURMALIEN	3.86	2.75	13.75	4.76	"
" STAUROLIET	2.48	3.63	8.12	2.91	"
" DISTHEEN	4.85	4.75	5.62	2.56	"
" ANDALOUSIET	0.18	0.25	2.25	0.04	"
" SILLEMANIET	0.31	0.13	0.25	-	"
" GRANAAT	19.28	14.63	19.12	14.54	"
" ANATAAS	3.98	2.63	3.25	2.74	"
" BROOKIET	-	0.33	0.50	0.04	"
" SPHEEN	0.19	0.75	0.75	-	"
" EPIDOOT	28.81	26.22	11.62	26.00	"
" HOORNBLENDE	15.84	15.13	-	19.10	"
" TREMOLIET	-	0.33	-	-	"
" GLAUCOPHAAN	-	1.63	-	-	"
" AUGIET	0.44	0.25	-	1.09	"
" HYPERSTHEEN	2.19	3.00	-	-	"
" ENSTATIET					"
" ALTERIET	4.07	3.25	1.00	8.80	"
" SAUSSURIET					"
" REST	0.25	0.25	0.12	-	"

Tabel 15

Kalkgehalte

Het kalkgehalte van deze sedimenten is hoofdzakelijk van organische oorsprong (Reineck H.E. - 1970) zoals calciëet en aragoniet. Ook dolomiet wordt aangetroffen (Laurent E. - 1969) en is hier van authigene oorsprong (zie eveneens Van Straaten L.M.J.U. - 1954).

De karbonaten schijnen zich vooral te concentreren in de frakties kleiner dan 44 µ. Dit komt vooral goed tot uiting wanneer het kalkgehalte uitgezet wordt in functie van de fraktie kleiner dan 44 µ. Voor de Noordzee sedimenten bekomen we dan vrijwel een rechtlijnig verband. De oorzaak van deze aanrijking is volgens sommige auteurs (Reineck H.E. - 1970) gelegen in de onstabiliteit welke schelpfragmenten vertonen tegen mechanische erosie. Deze fragmenten worden dus zeer vlug tot in de fijnste siltfrakties afgebroken.

In de Schelde op Belgische grondgebied is dit verband anders en zien we vanaf een bepaalde hoeveelheid silt en klei toch geen vermeerdering aan kalk meer optreden. Monsters afkomstig van de Westerschelde, op Nederlands grondgebied, vertonen een kalk-siltverband analoog aan dit van de Noorzeemonsters.

De slikkemonsters verschillen hier enigszins van de bodemonsters in die zin, dat voor een gelijk gehalte aan fijn sediment toch een hoger karbonaatgehalte gevonden wordt. Vermoedelijk houdt dit verband met het feit dat in dit laatste milieu meer schaaldieren leven waarvan de schelp bij afsterven een bron van kalk vormt.

Het schorresediment tenslotte is nog kalkarmer dan dit van de Schelde op een overeenkomstige afstand tot de monding bemonsterd. Er is dus duidelijk een progressieve verarming aan kalk landinwaarts en nog een sterkere verarming schorrewaarts. Als mogelijk brongebied van dit kalksediment nemen we met De Groot (1970) aan, dat het afkomstig is van de kalkafzettingen van het Nauw van Kales enerzijds, terwijl ook de jongere tertiaire lagen welke ten noorden van Antwerpen voorkomen kalkhoudend zijn en dus een lokaal brongebied uitmaken anderzijds. Zowel de oudere tertiaire afzettingen als de kwartaire leem- en dekzanden zijn vrijwel kalkloos. Het is dus niet onwaarschijnlijk om de Noordzee als voornaamste bron voor kalk te beschouwen. Deze kalk wordt dus progressief landinwaarts afgezet.

Anderzijds weten we dat de oudste polderkleien kalkloos zijn (Van Rummen - 1965). Er heeft dus een toenemende kalkaanvoer, sinds de doorbraak van het Schelde-estuarium, plaats gevonden (zie eveneens Hissink - 1952 en Masschaupt - 1952). Dit is waarschijnlijk de verklaring voor het feit dat de schorresedimenten systematisch kalkarmer zijn.

Deze progressieve toename in de kalkaanvoer kan eveneens verantwoordelijk gesteld worden voor de zeewaartse aanrijking aan kalk.

Organisch materiaal

Het organisch materiaal, uitgedrukt in organisch koolstof, dat in de sedimenten aanwezig is, heeft een hogere waarde in suspensie en op de Scheldebodem (tot 4%) dan op de slikken (2,5). Er is geen onderscheid tussen de bodem en suspensiemonsters. In beide milieus bemerken we een rechtlijnig verband tussen het C-gehalte en de fraktie kleiner dan 44 μ . Hieruit volgt onder meer dat het organisch materiaal hoofdzakelijk in de fijnste frakties aanwezig is. Monsters genomen in de Scheldemond hebben een gehalte aan koolstof dat eerder laag is en wijken van de hoger genoemde rechte af.

HOOFDSTUK III

MORFOLOGIE EN SEDIMENTSTRUKTUREN

1. DE SCHELDEBEDDING
=====

Tussen de Rupelmonding en Bath heeft de Schelde haar bedding uitgegraven in tertiaire sedimenten welke naar het noorden toe door jongere pleistocene en holocene afzettingen overdekt worden.

De oudste van deze geologische afzettingen is de zogenaamde Boomse klei (Rupeliaan). Het is een kompakte kleilaag waarin de bedding van de rivier vastgelegd is tussen de Rupelmondig en Antwerpen. Deze moeilijke erodeerbare klei vormt dan ook een erosiebasis voor de stroom, waarover receten, grovere sedimenten migreren. Ook in het verloop van de stroom kan men de invloed van deze kleilaag terugvinden in het rechtlijnig stuk dat de doorbraak doorheen deze weerstandbiedende laag kenmerkt.

Noordwaarts komen op deze kleilaag kleilige zand en zandafzettingen van het boven tertiair en kwartair voor. Deze afzettingen zijn gemakkelijker erddeerbaar.

Schematisch voorgesteld nu ziet de Scheldeloop tussen de Rupelmonding en Vlissingen er trechtervormig uit. Deze verbreding is echter niet gelijkmatig maar is op een plaats zeer sterk uitgesproken. Om nu de breedte van de Schelde op een bepaalde plaats weer te geven zouden we de afstand van dijk tot dijk kunnen nemen. Beter echter lijkt het ons uit te gaan van de zogenaamde natte sekte (de totale oppervlakte waardoor het water stroomt, loodrecht op de stroom gemeten). Het voordeel hiervan is, dat we hier niet alleen de breedte uitdrukken maar tevens een idee hebben van het debietverschil van een plaats tot een andere (zonder uiteraard iets te zeggen over de grootte van dit debiet). In fig. I/42 is de evolutie van deze natte sekte, zowel bij hoog als bij laag water weergegeven. Het verloop ervan is geenszins gelijkmatig, maar vertoont duidelijk een zeer sterke toename op zowat 58 km voor de monding - ter hoogte van Fort Frederik.

Voorbij deze zone is de verbreding gelijkmatig tot aan de monding.

Het is duidelijk dat deze plotse verbreding een invloed heeft op de sedimentatie in dit gebied. We moeten hier echter opmerken dat bij vloed het water in een nauwere sekte geperst wordt, zodat erosie en stroomopwaartse zandverplaatsing mogen verwacht worden. Bij eb, wanneer het water in een veel bredere sekte uitmondt zal men eerder sedimentatie hebben. We bemerken dus dat het door ons bestudeerde gebied tussen twee morfologische belangrijke structuren begrensd wordt.

Een volgende opmerking betreft de aanwezigheid van eb- en vloed-scharen. Een definitie hiervoor vinden we bij Van Veen J. (1950). "Een ebschaar is een getijgeul die voornamelijk open ligt voor de ebstroom en die aan het zee-einde een drempel heeft". "Een vloed-schaar is een getijgeul die voornamelijk open ligt voor de vloed en die aan het bodemeinde een drempel heeft". Op basis nu van de "schaar"-structuur is het mogelijk verschillende stadia te onderscheiden welke van een in zijn bedding bochtende stroom overgaan naar een echte verwilderde rivier. Deze stadia zijn weergegeven in fig. I/43. In het eerste stadium heeft men kleine drempels, welke schuin op de loop gelegen zijn en ontstaan door het feit dat eb en vloedwaters een verschillende weg volgen. In feite zien we hier niet veel meer dan een ondiepte in de bedding, daar zowel bij eb als bij vloed de ganse breedte van de bedding door de rivier ingenomen wordt.

In het tweede stadium (Boerenschans tot Fort de Parel) ontstaan kleine vooruitstekende zijdelingse tongen. We vinden hier bij Van Veen J. - 1950 en bij Robinson A.H.W. - 1960, twee verschillende voorstellingen van de manier waarop deze scharen zich voordoen. We kunnen namelijk onderscheid maken tussen twee parallele scharen (Robinson) ofwel twee scharen welke elkaar vermijden met een flankaanval (Van Veen). Ook in dit stadium wordt de ganse breedte van de bedding bij eb en bij vloed ingenomen. Lateraal zijn deze scharen van de hoofdgeul gescheiden door een ondiepte. Rechter en linker ondiepte verenigen zich in een drempel.

In het derde stadium zien we het ontstaan van een echte zandplaat waarachter het water vanuit de schaar opnieuw in de hoofdgeul terechtkomt.

Deze plaat groeit zeer snel aan en komt bij laag water droog te liggen (bv. plaat van Doel). Dit stadium komt in de Schelde voor vanaf Fort Frederik. In het vierde en laatste stadium tenslotte is het schaarsysteem zeer ingewikkeld en te vergelijken met een verwilderd rivierstelsel. We treffen dit aan tussen Bath en de monding.

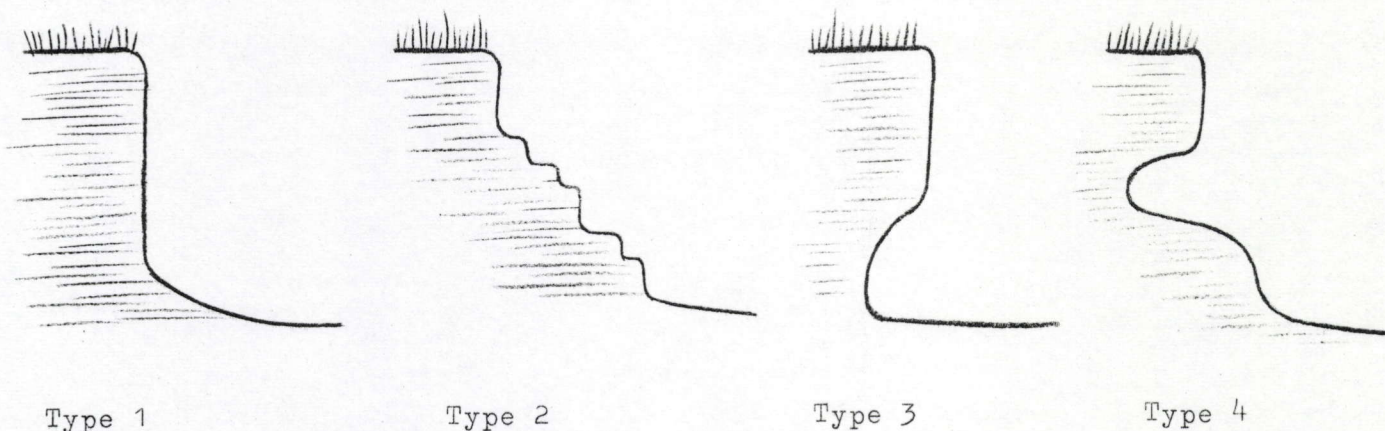
Tot besluit van deze paragraaf willen we er de aandacht op vestigen dat de overgang tussen het tweede en derde stadium in de Schelde zich bevindt op dezelfde plaats waar tevens een knikpunt in de evolutie van de natte sectie aanwezig is. Struktureel zijn we dus gewettigd van een belangrijke overgang in het Schelde-estuarium ter hoogte van Fort Frederik te spreken. We zullen hiermede later nog rekening moeten mee houden.

2. HELLINGEN OP DE SCHORREN EN SLIKKEN

A. Schorre-oppervlak

Het schorre-oppervlak vertoont vrijwel steeds een zeer zwak hellend profiel (meestal minder dan 0.1%). De helling is overwegend naar de Schelde gericht. Twee aspecten lijken ons belangrijk in verband met de sedimentatie in dit milieu. Op de eerste plaats bemerken we dat bij sommige profielen de schorre aan Schelde-zijde hoger wordt (profielen: L - D - P - B1). De schorre zelf vormt hier dus een depressie tussen de dijk en een verhoogde rand aan de Schelde-kant. Een tweede aspect is de ontwikkeling van een schorreklif. Deze is vrijwel steeds aanwezig langsheen de Belgische Schelde. Een natuurlijke ontwikkeling is hier echter meestal verdwenen door de aanleg van een stenen wal die als functie heeft de schorre te ondersteunen.

De schorreklif zelf kan verschillende vormen aannemen, waarvan enkele reeds beschreven werden door De Smedt P. - 1969; We kunnen namelijk onderscheid maken tussen een verticale klif, welke over de ganse hoogte gelijkmatig geërodeerd wordt (type 1), een klif welke aan de basis trapvormig eindigd (type 2) en een klif welke aan de basis ondermijnd is (type 3)



De verschillen tussen deze typen zijn uiteraard aan differentie-
 tiele erosie toe te schrijven. We willen hier echter nog een vierde
 type aan toevoegen, namelijk een klif welke op een gegeven hoogte van
 zijn basis een uitholling vertoont. Men zou ook hier een verklaring
 kunnen zoeken in een differentieele erosie, nochtans, en dit geldt ook
 voor de vorige typen, is in bijna alle gevallen de schorreklif sterk
 gelaagd en komen zandige niveaus zowel boven als onder de uitholling
 voor. Daartegenover staat dat de uitholling vrijwel steeds op een
 hoogte van zowat 20 cm boven het slikke-oppervlak voorkomt, onafhanke-
 lijk van de gelaagdheid. Wanneer we nu echter nagaan dat de waterdiep-
 te waarop golven breken zowat $\frac{4}{3}$ is van de golfhoogte (King C.A.M. -
1959), dan betekent dit voor de slikken, dat op een diepte van 20 cm
 de golven van 15 cm hoogte breken. Nu lijkt ons deze golfhoogte vrij
 redelijk voor het slikkemilieu. Het ontstaan van deze golven kunnen
 we toeschrijven aan de wind. Logischerwijze echter kan men aannemen dat
 de scheepvaart hierin tevens een belangrijke rol speelt door de golf-

werking veroorzaakt door voorbijvarende schepen.

Bij een grotere diepte treedt reflectie van de golven op en is de erosiekracht veel kleiner. Bij kleinere diepten breken de golven voor ze de schorreklif bereiken. Verder zal de differentiele erosie er voor zorgen dat op plaatsen waar de zandlaagjes dikker zijn, het terugschrijden het sterkst gebeurt: foto 3 en foto 5. Deze golfactiviteit tegen de schorreklif wordt goed geïllustreerd in foto 17, waarin we asymmetrische golfrippels zien aan de voet van deze klif. De steile zijde van deze rippels is duidelijk naar de klif gekeerd (rechts op de foto). Een ander aspect is dat de rippelhoogte van de voet van de klif hoger is dan op zowat 0.50 m voor de klif. Dit wijst ons inziens op een opstuwen van de golfhoogte (bij het ondieper worden) ofwel op reflectie en superpositie van de golven. Hetzelfde verschijnsel is minder duidelijk te zien in foto 3 (in beide foto's gaat het om dezelfde klif). Ook foto 4 illustreert een aspect van de golfactiviteit in de omgeving van de schorrekliffen. Hier zien we namelijk hoe bij het eerste overstromen van de schorre de golven de plantengroei vooraan weggeërodeerd hebben.

B. Slikke-oppervlak

De helling van het slikke-oppervlak vertoont een grotere variatie dan de schorre. Deze helling is teeds naar de Schelde gericht, behalve daar waar belangrijke geulen het reliëf beïnvloeden (profiel L en Vp - nb. merken we hier terloops op dat de geul in profiel L - in feite een kleine vloodschaar is). De waarde van deze helling bedraagt dan minder 1% (bv profiel R) tot meer dan 8% (profiel Ru). Worden de hellingswaarden van de slikken, gemeten over afstanden van 10 m dwars op de slikken, uitgezet in funktie van de afstand tot de monding, dan bemerken we dat er op Belgisch grondgebied een voortdurende toename in de hellingswaarde optreedt (deze gaat van minder dan 2% in de bocht van Bath, tot meer dan 8% aan de Rupelmonding fig. I/44). Een verklaring hiervoor kan gegeven worden door de indijking van de Schelde en een steeds toenemende tijamplitudo in het beschouwde gebied.

De meeste dwarsprofielen, stroomopwaarts van de Ketelplaat, vertonen een konkav (Ru - Bk - TS) of konvex (Hp - Ga) gebogen oppervlak waarin geen knikken of onregelmatigheden voorkomen. Aan de laagwaterlijn gaan de konkav gebogen profielen dikwijls in een konvex oppervlak over (Bk - K - Bw). De stroomafwaarts gelegen profielen vertonen onregelmatigheden welke in de meeste profielen toegeschreven kunnen worden aan verschillen in samenstelling van de ondergrond.

In een eerste voorbeeld verwijzen we hier naar profielen Ts - P - R en Bw. De konvexe vorm welke aan de laagwaterlijn soms weergevonden wordt is hier vervangen door een aantal kleine klifjes, welke enkele cm tot tientallen cm hoog zijn. Een veenlaag in de ondergrond doet hier als weerstandbiedende laag dienst en verklaart zo de afwezigheid van de noraam te verwachten konvexe vorm. Bij profiel Bl (fig. II/26) zien we eveneens hoe deze veenlaag als erosieniveau, dat zich als een vlak stuk aan het einde van het profiel voordoet, optreedt.

Een tweede, dikwijls aangetroffen, onregelmatigheid in het dwarsprofiel bestaat in een knik die ergens midden het profiel kan optreden. Gaan we echter na op welk niveau het huidig polderoppervlak zich bevindt, dan bemerken we een opvallend goede overeenkomst met de hoogteligging van deze knik.

Dit is vooral goed geïllustreerd bij profiel Vp (fig. II/34) en iets minder duidelijk bij profiel P. Het is waarschijnlijk dat deze knik het gevolg is van een kompaktie verschil tussen oudere holocene polderafzettingen en jongere sedimenten. De oudere polderafzettingen zouden dus een lokale erosiebasis vormen.

Het is spijtig dat hiermede geen rekening gehouden werd toen de profielen opgemeten werden, zodat we niet over zeer nauwkeurige gegevens beschikken. In dit verband is het echter wel de moeite aan te stippen dat alle profielen met een regelmatige vorm volledig beneden het huidig polderniveau gelegen zijn (profielen stroomopwaarts Ketelplaat). De stroomafwaarts gelegen profielen liggen op, of zelfs boven, dit polderniveau.

Uit de voorgaande opmerkingen kunnen we afleiden dat de meeste slikkehellingen welke we waargenomen hebben, erosiehellingen blijken te zijn (een stenen wal is dikwijls noodzakelijk om te sterke erosie tegen de gaan). Daar waar dit niet het geval is hebben we een evenwichtshelling in een binnenbocht, (bv. Ketelplaat) ofwel een zandplaat (Lillo). De slikken op Belgisch grondgebied zijn dus ofwel erosieslikken ofwel zijn ze in evenwicht.

3. SEDIMENTSTRUKTUREN

A. Rippels

a) Definitie

Reeds in 1864 werden rippels door John Kelly gebruikt om de stroomrichting van het fluidum (water of lucht) waarin ze ontstonden te bepalen. Sindsdien werden talrijke studies aan dit fenomeen gewijd. Bij verschillende auteurs vinden we daarbij een omschrijving of definitie van rippels terug, waarvan we hier de voornaamse vermelden:

Guilcher A. (1951): "Sorte de microhaule figée, inscrite dans le sable du bas de plage. Peut exister dans les lits sableux de rivières et d'estuaires, sur le fond de la mer jusqu'au 222 m de profondeur au moins et dans les dunes".

Simons D.B. et al. (1965): "Ripples are small, triangular shaped elements with gentle upstreams slopes and steep down-stream slopes".

De grotere vormen ($H = 6$ à 30 cm en $L = 60$ à 300 cm worden "sandwaves" of "dunes" genoemd), de kleinere vormen ($H = 0.6$ à 6 cm en L kleiner dan 30 cm) worden "ripple marks" genoemd.

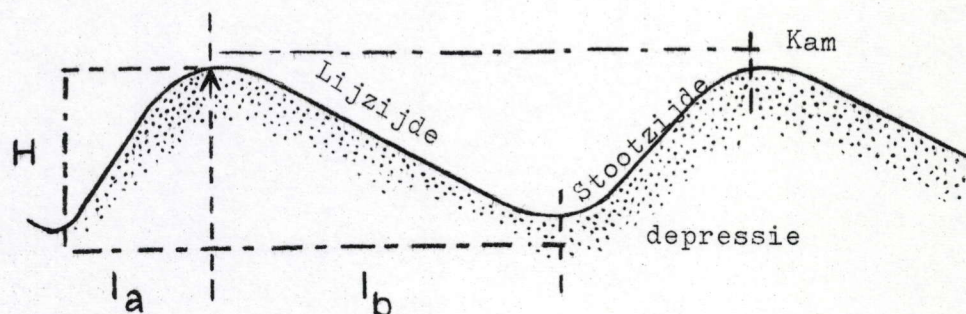
Allen J.R.L. (1966): "Small scale (H kleiner dan 5 cm) asymmetrical ripple-marks may be defined as periodic bed forms of asymmetrical longitudinal profile and arranged transversesly to the current".

Gubler Y et al (1966): "toutes les tructures ondulées et répétées qui s'observent en surface ou à l'intérieur des bancs, quelles qu'n soient la forme et la grandeur".

Alleen de laatste definitie heeft het voordeel op alle mogelijke vormen van rippels toepasselijk te zijn, De tekst van Gulcher A. kan men als een vage omschrijving beschouwen van dit fenomeen, zoals we het in zijn meest algemene vorm op het strand kunnen waarnemen. We vinden het echter niet afdoende als definitie.

De definities van Simons D.B. et al en van Allen J.R.L. geven wel zeer goed het fenomeen weer maar zijn alleen toepasselijk op asymmetrische vormen, terwijl vormen parallel aan de stroming, hierin niet bevat zijn. Ons insziens kan men rippels beter als volgt definieren:

- een rippel is een driedimensionele oppervlaktestructuur van het bewegend sediment. In dwarsdoorsnede heeft deze structuur een driehoekige vorm, waarin we volgende elementen kunnen onderscheiden: de stootzijde, de lijzijde en de top van de rippel. In vele gevallen heeft de stootzijde een zwakkere helling dan de lijzijde. Wanneer meerdere rippels elkaar opvolgen zijn de kammen van elkaar gescheiden door een depressie. De horizontale afstand van kam tot kam noemt men de golflengte van de rippel (L), terwijl de verticale afstand van de top van de kam tot het diepste punt van de depressie de rippelhoogte (H) genoemd wordt.



b) Rippelparameters

Bij de studie en indeling van rippels gebruikt men verschillende parameters welke tot doel hebben de rippels nauwkeurig te omschrijven en uitgaande daarvan, een verband te zoeken tussen bepaalde rippels (of rippelkenmerken) en het milieu waarin ze ontstonden. De verschillende rippelindices worden verkregen uitgaande van de meetkundige karakteristieken van de rippels.

- de rippelhoogte (H):

Hieronder verstaan we de lengte van de loodlijn neergelaten vanaf de top van de rippel op de basis. Sommige auteurs gebruiken hier eveneens de term (A) "amplitudo" (Gubler et al - 1966) hetgeen in vergelijking met de termen gebruikt bij golven waaraan rippels doen denken foutief is. In dit geval moeten we schrijven dat:

$$H = 2A \quad (12)$$

- de golflengte (L):

Is de afstand gemeten volgens de horizontaal van kam tot kam, bij twee elkaar volgende rippels. Bij het opmeten van L kunnen we respectievelijk L_{\min} en L_{\max} beschouwen, te weten de minimale en maximale afstand van de golflengte op een bepaalde plaats. Met het symbool \bar{L}

verstaan we dan de gemiddelde waarde van L.

$$\bar{L} = \frac{\sum L}{n} \quad (13)$$

waarin n het aantal metingen voorstelt.

Sekundaire parameters welke eveneens kunnen gebruikt worden zijn:

- de horizontale afstand van het hoogste punt van de kam tot het diepste punt van de depressie (l). Deze afstand kan gemeten worden langs de kant van de zwakste helling (l_a) en langs de kant van de steile helling (l_b) voor asymmetrische rippels geldt dan:

$$l_a > l_b \quad (14a)$$

voor symmetrische rippels geldt dat:

$$l_a = l_b \quad (14b)$$

- Men kan eveneens de hoeken beschouwen welke beide hellingen met de horizontaal maken. Weze de hoek α de hoek tussen de zwakste helling en de horizontaal en β de hoek tussen de steilste helling en de horizontaal. Hier geldt dan dat, voor asymmetrische rippels

$$\alpha < \beta \quad (15a)$$

voor symmetrische rippels:

$$\alpha = \beta \quad (15b)$$

- We kunnen eveneens de lengte van de kam, gemeten langsheen de kam beschouwen (B)

- Ook de lengte tussen twee vertakkingen van de kam langsheen de kam gemeten, kan een zekere betekenis hebben (l_B)

- Verder kan men eveneens de afstand, parallel met de kam gemeten waarover deze een kromming vertoont (l_d) beschouwen.

- In het laatste geval kunnen we de afwijking van de kam van een rechte lijn over de lengte l_d (d) beschouwen.

Het nut van deze laatste parameters bij de interpretatie van fossiele rippels lijkt ons zeer twijfelachtig. In de meeste gevallen beschikt men hier immers slechts over dwarsdoorsneden en is het niet mogelijk

de lengte van de kam of vertakkingen van deze nauwkeurig te bepalen.

Verder blijkt eveneens uit het werk van Tanner (1967) dat deze parameters bij de bepaling van rippels slechts een ondergeschikte rol vervullen.

c) Rippel indices

Uitgaande van de zojuist vermeldde rippelparameters kunnen nu een aantal rippels indices berekend worden welke van betekenis zijn voor de verdere beschrijving van de rippels.

RIPPELINDEX (RI) (indice d'ondulation - vertical form index)

$$RI = \frac{L}{H} \quad (16)$$

(nb. bij sommige auteurs treft men eveneens de reciproke waarde aan las rippelindex).

RIPPEL SYMMETRIE INDEX (RSI) (indice de dissymetrie - horizontal form index)

$$RSI = \frac{l_a}{l_b} \quad (17)$$

Uit (14a) volgt dat:

$$RSI \leq 1 \quad (18)$$

(nb. ook hier gebruiken sommige auteurs de reciproke waarde o.a.

Bucher - 1919.

Bij Souchez (1965) vinden we dezelfde formule in een gewijzigde vorm weer

$$I_d = 1 - \frac{2 l_b}{L} \quad (19a)$$

Voor symmetrische rippels geldt dan dat:

$$l_b = \frac{L}{2} \quad (19b)$$

$$I_d = 0 \quad (19c)$$

Auteurs	stroom r.	mega stroom r.	regres zandgolven	symm. golf r.	asymm. golf r.	long. me- ga r.	1. long golf r. 2. Rhomb. r. 3. Lingoid r.	wind r.
Cornish	-	0.06/0.08	-	-	-	-	-	-
Bücher 1919	0.10/0.25	-	-	-	-	-	-	0.02/0.05
Kindle and Bücher 1932	-	-	-	-	-	-	-	0.02/0.08
Twenhofel 1950	0.07/0.25	0.02	-	0.10/0.25	-	-	-	-
Van Straaten 1953	0.10	0.10	0.02/0.03	0.10/0.20	0.10/0.20	0.10	0.10/0.08 (1)	-
Berthois 1955	0.03/0.08	0.05/0.08	-	-	-	-	-	-
Mc Kee 1955	0.10/0.20	-	-	-	-	-	-	-
Hoyt et Vernon 1963	-	-	-	-	-	-	0.02 (2)	-
Gubler 1966	-	-	-	-	0.08/0.10	-	0.10/0.20 (3)	-
Sternberg 1967	0.09/0.15	-	-	-	-	-	-	-
Wartel 1972	0.04/0.07	-	-	0.08/0.12	0.10/0.19	-	-	-

Tabel 16

Zoals blijkt uit tabel 16 is het op basis van de rippelindex alleen niet mogelijk de verschillende soorten rippels duidelijk van elkaar te onderscheiden. Een andere methode werd daarom voorgesteld door Tanner (1967).

Met de rippelindex en de rippel symmetrie-index is het mogelijk tussen vier vormen van rippels, ontstaan onder verschillende omstandigheden (stroming, golven, swashzone, wind) onderscheid te maken. De methode bestaat erin een diagramma op te stellen waarin RI in arithmetrisch ordinaat uitzet tegen RSI volgens een logaritmisch abscis. De betrouwbaarheid van deze methode is volgens Tanner 90% voor stroomrippels, 94% voor de golfrippels en 90% voor de swash- en windrippels. Men kan eveneens met andere indices te werk gaan. De betrouwbaarheid is hier echter merkkelijk lager (cfr tabel 17) terwijl de bruikbaarheid van deze indices in een fossiel milieu geringer is.

	Stroom	Golf	Wind	Swash
RI vs RSI	90	94	90	90
RI vs PI_1	90	85	97	90
RSI vs PI_2	85	35	19	35
RSI vs SI	90	85	68	0

tabel 17.

legende bij tabel:

RI : Rippelindex

RSI: Rippelsymmetrie-index

PI_1 : Parallelism index n° 1 - l_d/L

PI_2 : Parallelism index n° 2 - p/L (waarin $p =$

SI : Straightness index - l_d/d

d) Ontstaan en verdere uitbouw van rippels

Van zodra men het belang van rippels in verband met de hydrodynamiek van het sedimentatieproces had ingezien, zijn verschillende auteurs zich gaan toeleggen op de studie van het vormingsproces van deze sedimentaire structuur, teneinde een betere interpretatie van het paleo-

sedimentatiemilieu te kunnen geven. Anderzijds is deze studie zeer nuttig voor een betere kennis van de bodemruwheid in verband met het sedimenttransport in de natuur en in stroomgoten.

Het ligt niet in onze bedoeling een opsomming te geven van de uitgebreide literatuur welke op dit punt reeds verschenen is. Veeler zullen we ons hier beperken tot een overzicht van de voornaamste theorieën welke op dit gebied bestaan.

Een eerste groep van onderzoekers (Baschin O. - 1899 - Liu - 1957) gaan uit van de veronderstelling dat rippels de normale vorm voor het contactvlak zijn tussen twee fluida met verschillende eigenschappen en snelheid. Zij beschouwen de gerippelde bodemlaag als een dichte in beweging zijnde laag. (Sand laden bed, Liu - 1957). In feite passen zij de wet van Helmholtz (1888) toe, betreffende het contactvlak tussen twee vloeistoffen of gasen op het water-sediment contactvlak. Liu baseerde zijn hypthese op het feit dat rippels eveneens kunnen aangetroffen worden bij stroming doorheen gesloten buizen zodat van oppervlaktegolven geen sprake kan zijn. Deze hypothese nochtans blijkt door de experimenten in stroomgoten tegengesproken te worden (cfr. Briggs and Middleton - 1965).

Volgens een tweede reeks van onderzoekers is het ontstaan van rippels gebonden aan de minimale stroomsnelheid welke nodig is om een zandkorrel van een bepaalde grootte te transporteren (kompetente stroomsnelheid, Menard 1950). De grootte van deze stroomsnelheid wordt bepaald door verschillende andere hydrodynamische parameters zoals: het getal van Froude, het getal van Reynolds, wrijvingscoëfficiënten enz. Müller (1941) komt hierbij tot de vaststelling dat geen rippels zullen gevormd worden wanneer niet voorafgaandelijk een hindernis op de bodem aanwezig is.

Eens een eerste rippel gevormd is deze aanleiding voor het ontstaan van een volgende rippel.

Volgens Durand (1951) echter, wordt een rippel gevormd zodra een zandkorrel uit het saltatiegebied tot rust komt. De korrel houdt andere korrels, welke van stroomopwaarts komen achter zich gevangen.

Hierdoor wordt een laagje uit het saltatiegebied afgezet en ondervindt de hierbovengelegene suspensie een vertraging, waarbij opnieuw een laagje op het eerste afgezet wordt, enz. Achter deze gevormde rippel ontstaat tenslotte een horizontale tegenwervel, welke ernaar streeft de rippel in stand te houden en steiler te maken.

Bij andere auteurs, zoals Briggs and Middleton G.V. - 1965; Allen J R L 1966; enz. zijn het vooral de wrijvingskrachten tegen de bodem (bed shear) welke rippels zullen doen ontstaan. Bij de meeste van deze auteurs zien we dat het vooral de "laminar sublayer" is die voor het instandhouden van de rippels verantwoordelijk is. Raudkivi veronderstelt dat de rippels vernield worden van zodra deze laminaire bodemlaag minder is dan $1/10$ van de valdiameter van de zandkorrels.

Sundborg (1956) tenslotte maakt een duidelijk onderscheid tussen het ontstaan van kleine vormen rippels (H 5 cm) en grote vormen (H 5 cm). Deze laatsten zouden ontstaan wanneer de turbulente fluktuaties in de gehele dikte van de onderliggende stroming processussen tegen de bodem kunnen beïnvloeden (een gelijkaardige opvatting vinden we eveneens bij Simons et al - 1961)

Behalve Müller en Durand heeft geen enkele van deze theorieën betrekking op het ontstaan zelf van rippels. Zij handelen alleen over het hydrodynamische bestaansgebied van deze sedimentaire structuur.

Als laatste hypothese tenslotte vermelden we hier het werk van Tanner W.F. (1963, 1967). Deze auteur maakt een duidelijk onderscheid tussen "origin" en "maintenance" van rippels. De oorsprong van de rippels zou te zoeken zijn in wrijvingskrachten tegen de bodem welke op een of andere wijze differentieel zijn (differential drag). Deze differentiele wrijving kan ontstaan doordat de orbits van de waterpartikels aan de oppervlakte en tegen de bodem een verschillende horizontale diameter hebben, maar zich van het ene punt naar het andere verplaatsen met essentieel dezelfde lineaire snelheid. Op deze wijze ontstaat een eerste reeks rippels met een rippelindex van 15 à 20. Later ontstaat in de lijzijde van deze rippels een tegenwervel welke de rippels steiler maakt en de indices een waarde 8 à 10 krijgen. Voor het ontstaan van rippels is dus de "bottom shear" belangrijk en niet de watergolven. Belangrijk voor de houdbaarheid van de hypothese

van Tanner is wel dat in de natuur windrippels een rippelindex 15 à 20 hebben, wat er op zou wijzen dat in luchtstromen zich geen tegenwervel vormt. Gewone stroomrippels daarentegen hebben een index 8 à 10.

e) Indeling van rippels

Aanvankelijk werden rippels in twee soorten onderverdeeld naargelang ze een symmetrische of asymmetrische dwarssektie vertonen. Asymmetrische rippels werden als stroomrippels beschreven (unidirectionele stroming) en symmetrische rippels als golfrippels (oscillerende golfbeweging) (cfr Cox and Dake - 1916; Kindle - 1917; Bücher - 1919). Sindsdien echter werden verschillende studies over rippels uitgevoerd, zowel op het terrein zelf (Evans - 1949; Van Straaten L.M.J.U. - 1953; Berthois L. - 1954; Tanner W.F. - 1960; Souchez R. - 1965) als in stroomgoten (Müller - 1940; Tanner W.F. - 1963; Mc Kee - 1965). Uit al deze waarnemingen is duidelijk gebleken dat rippels, gevormd door golfbeweging, zowel symmetrisch als asymmetrisch kunnen zijn. Van Straaten L.M.J.U. (1953) veronderstelt zelfs dat de meeste golfrippels een asymmetrisch karakter vertonen: "... in the littoral environment are purely symmetrical waves more the exception than the rule...". Anderzijds beschrijft Van Straaten op dezelfde plaats "...perfectly symmetrical transverse ripples...that are not normal wave ripple marks". Tussen beide vormen komen een hele reeks overgangsvormen voor.

Tenslotte komen nog rippels voor welke ontstaan onder een gekombineerde werking van golf en stroming (Longitudinale-golf-stroomrippels). Al deze waarnemingen hebben Van Straaten er toe geleid om het "golf" versus "stroom" criterium te verlaten en de rippelstructuren in te delen op basis van hun orientatie van de heersende krachtwerking.

In een meer recente studie heeft Tanner W.F. (1960) een nieuwe klassifikatie voorgesteld welke grotendeels overeenkomt met deze van Van Straaten L.M.J.U. (1953). Tanner geeft echter een nieuwe dimensie aan zijn indeling door het gebruik van rippelparameters. Een moeilijkheid bij deze laatste klassifikatie is wel het feit dat sommige

soorten rippels op twee plaatsen voorkomen. Anderzijds neemt het symmetriekenmerk nog steeds een belangrijke plaats in de klassifikatie in. Tenslotte kunnen we nog opmerken dat de klassifikatie van Van Straaten minder op fossiele rippels toepasbaar is en dan deze van Tanner daar men bij de laatste op rippelparameters beroep kan doen.

Een verdienste van de indeling van Van Straaten is het onderscheid dat deze auteur maakt tussen kleine en grote vormen van rippels. Recentere studies (Harms and Fahnestock - 1965; Simons et al - 1965; Allen J.R.L. - 1963 en 1966 enz...) tonen immers aan dat er behoudens een verschil in grootte eveneens een verschil in de hydrodynamische omstandigheden van hun ontstaan moet aanwezig zijn, zodat het onderscheid tussen beide vormen in een klassifikatie volkomen gerechtvaardigd is. Merken we hier echter terloops op dat de grens tussen grote en kleine vormen niet voor alle auteurs gelijk is zoals blijkt uit onderstaande tabel:

	L	H
Allen		4 cm
Harms and Fahnestock - 1965	30 cm	60 cm
Simons et al - 1965		
Van Straaten - 1953	100 cm	10 cm

Tabel 18

Allen J.R.L. - 1966; tenslotte is van oordeel dat alle vormen van rippels (straight ripples - sinuous ripples - Cuspate ripples - Linguoid ripples etc...) welke in een bepaalde grootteklasse aangetroffen worden tot een groot continuüm behoren, en slechts als endmembers (of goed gedefinieerde intermediaire stadia) kunnen beschouwd worden. Tussen al die vormen bestaat er een graduele, maar continue, verandering naar een maximum van geometrische complexiteit. De voornaamse factoren welke in dit continuüm beïnvloeden zijn, de stroomrichting en de differentiele drukverdeling boven het rippelpatroon (cfr Laursen and others - 1962.)

Voor de verdere bespreking van de rippelstructuren op de slikken van de Schelde hebben we ons aan de indeling van Van Straaten (1953 a en b) gehouden.

INDELING VAN DE RIPPELS VOLGENS VAN STRAATEN (gewijzigd)

- A. Transversaal Patroon (rippels loodrecht op de stroming)
 - 1. gewone stroomrippels (fa)
 - 2. transversale megarippels (fb)
 - 3. regressieve zandgolven (fc)
 - 4. golfrippels: a) symmetrisch (fd)
b) asymmetrisch
 - 5. afgeplatte rippels (Tanner - 1960) (fi)
- B. Diagonaal patroon (geheel of gedeeltelijk diagonaal op de stroming)
 - 1. linguoïdale rippels (niet waargenomen)
 - 2. linguoïdale megarippels (niet waargenomen)
 - 3. rhomboïdale rippels (fe)
 - 4. rhomboïdale megarippels (niet waargenomen)
 - 5. diagonale rippels
 - 6. maanvormige rippels (Tanner - 1960 e.a.) (ff)
- C. Longitudinaal patroon (parallel aan de stroming)
 - 1. longitudinale stroomrippels (niet waargenomen)
 - 2. golfstroomrippels: a) symmetrisch (fg)
b) asymmetrisch
 - 3. longitudinale megarippels (niet waargenomen)
- D. Komplexe patronen (fh)
 - 1. interferentie golfrippels
 - 2. complexe golfstroomrippels
- E. Appendix
 - 1. surf megarippels (niet waargenomen)
 - 2. strandhorens (niet waargenomen)
 - 3. metarippels (niet waargenomen)

f) Bespreking van de verschillende soorten rippels

fa) gewone stroomrippels

De gewone stroomrippels worden gekenmerkt door een meestal asymmetrisch dwarsprofiel met een korte, steile lijzijde en een lange zachtaflopemde stootzijde. De kammen verlopen zelden rechtlijnig en zijn slechts over korte afstanden parallel.

Zoals blijkt uit de RSI-waarde is de asymmetrie veelal sterk uitgesproken. De steile zijde van deze rippels is gemiddeld steeds stroomafwaarts gericht. Gezien het onregelmatig verloop van de kam is het normaal dat afwijkingen van de richting van de lijzijde voorkomen zodat alleen het gemiddelde van een groot aantal metingen de stroomafwaartse richting van de stroming zal aangeven.

Tot nu toe werden verschillende studies aan het verband tussen stroomrippels en hydrodynamiek van de stroming, gewijd. Deze rippels ontstaan slechts onder een stroomkonditie welke met "tranquil-flow" omstandigheden overeenstemmen (Yalin M.S. - 1969; Sundborg A. - 1956; Allen J.R.L. - 1966) bepaald door:

$$Fr = \frac{\bar{U}}{gH} \leq 1 \quad (20)$$

voor een diepte van 1m moet $U < 313$ cm/sec
 0,1m $U < 99$ cm/sec

waarin: Fr = getal van Froude

\bar{U} = gemiddelde stroomsnelheid

g = zwaartekrachtversnelling

H = diepte van de stroom

en door:

$$Re = \frac{U H}{\nu} \leq 500 \quad (21)$$

waarin: Re = getal van Reynolds

ν = kinematische viscositeit

Volgens Menard H.W. kunnen stroomrippels voorkomen tussen 20 cm/sec en 40 cm/sec voor een stroomdiepte van 1m en een sediment met een gemiddelde korrelgrootte van 150 μ (dit is wat we op de slikken van de Schelde aantreffen). Volgens Simons D.B. et al (1965) is de concentratie van het bodemtransport, verbonden aan deze rippelvorm, gelegen tussen 10 en 100 mg/l.

Ook over de wijze van voortbewegen werden verschillende studies veericht Volgens Berthois L. - 1963, beweegt niet de ganse rippel gelijktijdig, maar nu eens het ene gedeelte dan weer het andere.

Dit verklaart alleszins het onregelmatig verloop van de rippelkam.

De snelheid waarmede stroomrippels voortbewegen is volgens Chang (1939):

$$U_r = 2,02 \times 10^{-10} \bar{U}_{100}^5 \quad (22)$$

waarin: U_r = bewegingssnelheid van de rippel

\bar{U} = gemiddelde stroomsnelheid op 1m van de bodem

Bij natuurmetingen vond Sternberg R.W. - 1967; een vrij goede overeenkomst met deze formule. De voortbewegingssnelheid door hem gemeten bedroeg 0.09 cm/min tot 0.56 cm/min voor een waarde van \bar{U}_{100} tussen 35.5 en 42 cm/sec. Harms and Fahnestock - 1965, vermelden 0.36 cm/min wat in overeenstemming is met de cijfers van Sternberg.

Gewone stroomrippels komen op de slikken van de Schelde slechts op welbepaalde plaatsen voor, namelijk in de bedding van geultjes, voor zover het sediment hier uit zand bestaat.

De steile zijde van deze rippels wijst steeds naar de laagwaterlijn.

De afmetingen door ons opgemeten bedroegen:

$$L = 5.9 - 15$$

$$H = 0.8 - 2.0$$

$$RI = 5 - 15$$

$$RSI = 2.5 - 10$$

(RI en RSI zijn weergegeven in fig. I/44).

Door het feit dat de gèulen op de slikken slechts bij terugtrekkend tij actief zijn, is het voorkomen van deze rippels uiteraard aan het droogvallen van de slikke gebonden. Of ze blijven voortbestaan bij opkomend tij en bij hoog water is ons niet bekend.

Op de slikke zelf treft men een variante aan welke we hier "back-wash" rippels noemen (foto 6). Het zijn zeer platte rippels met een kleine lijzijde en een zeer lange stootzijde. Ze ontstaan bij het teruglopen van een golf op een zandplaat (backwash). De rippelindex bedraagt gemiddeld 15,55; terwijl de symmetrie-index zeer hoog is. Voor zover we hebben kunnen waarnemen speelt de stroomsnelheid van het water een zeer belangrijke rol (en dus de helling van de plaat). Is deze te klein dan worden geen rippels gevormd, is ze integendeel te groot dan blijkt een effen oppervlak achter. Deze rippelvorm is beperkt tot het lager zandig gedeelte van de slikke en wijst op het voorkomen van een min of meer intense "backwash".

fb) Mega stroomrippels

Het onderscheid met de vorige rippelsoort behelst uiteraard de grootte van de vorm. De golflengten zijn hier van de grootteorde van verschillende meters of zelfs tientallen meters. Eigenaardig genoeg hebben we nooit enige overgangsvorm tussen gewone stroomrippels en megastroomrippels of duinen waargenomen. Volgens Van Straaten L.M.J.U. (1950, 1953a) is dit te wijten aan het feit dat op de slikken de regelmatige omkering van de stroomrichting de normale groei van rippels tegenwerkt (zie o.a. Müller - 1941). Sommige auters zijn van oordeel dat dit hiaat gelegen is bij een golflengte van 60 cm en een rippelhoogte van 30 cm (Harms and Fahnestock - 1965) of een hoogte van 5 cm (Allen J.R.L. - 1966).

Sundborg (1956) meent dat megarippels slecht zullen ontstaan van zodra laminaire bodemlaag het sediment tegen de turbulente fluktuaties beschermd. Deze laminaire laag hoeft slechts een dikte van $1/10$ van de valdiameter van de korrel te hebben (Raudkivi - 1963). Behoudens de invloed van de turbulentie speelt eveneens de sedimentconcentratie in de onderste waterlagen een belangrijke rol. Volgens Simons et al (1963)

moet men hier de waarden hebben van 200 tot 2.000 ppm.

Megastroomrippels werden op de slikken op enkele plaatsen waargenomen (Ketelplaat, Land van Saaftingen, Braakman). Op de Ketelplaat bedroeg de golflengte een drietal meter en de rippelhoogte 50 cm. Op het Land van Saaftingen (foto 8 en 9) en aan de Braakman werd een rippelhoogte van slechts 12 cm waargenomen en bedroeg de golflengte 6 m of meer. Ook komen op deze laatste plaatsen geïsoleerde megarippels voor. Bij verschillende van deze rippels komen op laatst genoemde plaatsen cirkelvormige depressies aan de lijzijde van de rippel voor (foto 9 en 10). Zij hebben een diameter van ongeveer 1m50 en zijn door een kam van elkaar gescheiden. Ook komen ze op regelmatige afstanden van elkaar voor. De aanwezigheid van deze depressies geeft aan de rippelkam een sinusoidal verloop. In deze depressies komen verder kleine rippels voor, waaruit we de stroomrichting in de depressies kunnen afleiden (foto 10). Hieruit blijkt dat we een draaiende beweging hebben in de zin van de wijzers van een uurwerk en dat deze beweging voor alle depressies dezelfde is. Ze zijn dus ontstaan door een wervel met vertikale as. In hoeverre dit in overeenstemming is met de horizontale wervel welke steeds achter een rippel aanwezig is, is vooralsnog nog niet erg duidelijk. Mogelijk ontstaan deze depressies eveneens slechts nadat de megarippel actief was (wanneer het water voldoende gedaald is).

Een ander verschijnsel bij deze megarippels is de aanwezigheid van grote veenbrokken aan de voet van de lijzijde. In de hogerge-noemde depressies komen deze eveneens gekoncentreerd voor. Megarippels worden eveneens waargenomen in de Scheldegeul, waar de bodem uit een eerder homogeen, zand bestaat. Enkele metingen, uitgevoerd langsheen de Ballastplaat, tonen aan dat deze rippels hier een golfhoogte van meer dan 1 m kunnen bereiken. Langsheen de strekdam van Doel werden megarippels met een rippelhoogte van 0.50 à 0.60 m waargenomen.

fc) Regressieve zandgolven

Wanneer ondiep water zich met hoge snelheid voortplaatst neemt men aan de oppervlakte golven waar, welke stationair zijn, of zich langzaam stroomopwaarts bewegen. Gedurende hun stroomopwaartse be-

weging nemen deze golven voortdurend in hoogte toe, tot ze overslaan. Volgens Kennedy J.F. (1961, 1963) slaan ze over zodra de verhouding $H/L = 0.14$ (nb. deze experimenteel vastgestelde waarde is dezelfde als deze voor diepzeegolven. Men noemt deze golven "regressive waves" of "antidunes". Het bodemreliëf op de plaatsen waar deze "antidunes" voorkomen vertoont op zijn beurt een golvend karakter, terwijl beiden, bodem en watergolven in fase zijn (Kennedy 1961 - 1963). De zandgolven zijn symmetrisch tot zwak asymmetrisch, met gebogen kammen en depressies. De afmetingen, in stroomgoten waargenomen bedroegen 1 tot 15 cm hoogte en 150 tot 3000 cm lengte. Deze waarden leveren rippelindices op tussen 20 en 150 (Simons and Richardson 1966). In de natuur door Van Straaten L.M.J.U. (1953b) indices waargenomen welke rond de 50 schommelden. Dit is dus met de experimentele waarden in overeenstemming.

Tussen watergolven en zandgolven schijnt er een betrekking te bestaan die we als volgt kunnen uitdrukken:

$$H_w = 1.5 \text{ à } 2 H_z \quad (23)$$

waarin H_w = de hoogte van de watergolven

H_z = de hoogte van de zandgolven

Hoogte en lengte van deze regressieve zandgolven zijn verder afhankelijk van de karakteristieken van de stroming en van het bodemmateriaal.

De stroomdynamiek, waaronder deze golven zich vormen wordt bepaald door het getal van Froude:

$$Fr > 1 \quad (24)$$

De weerstand tegen de stroming, veroorzaakt door antidunes is van de grootte:

$$\frac{C}{\sqrt{g}} = 14 \text{ à } 23 \text{ (voor brekende golven)} \quad (25a)$$

$$= 10 \text{ à } 20 \text{ (voor niet brekende golven)} \quad (25b)$$

voor gewone rippels is:

$$\frac{C}{\sqrt{g}} = 7 \text{ à } 12 \quad (25c)$$

waarin: C = de voortplantingssnelheid van de golf.

Deze zeer hoge weerstandswaarden zijn volgens Simons and Richardson (1966), aan wie bovenstaande waarden ontleend zijn, te wijten aan het feit dat de brekende golf een aanzienlijke hoeveelheid energie verspreidt. De, bij gewone rippels karakteristieke, horizontale tegenwervel of stroomscheiden (Jopling - 1963), komt bij regressieve zandgolven niet voor. (Allen - 1968).

Op de slikken van het Schelde-estuarium werden deze anridunes herhaaldelijk waargenomen in de grotere geulen welke uit de schorren op de slikken afwateren (foto 11), bij laagwaterstand en voornamelijk op de overgangszone tussen schorre en slikke, ofwel nabij de laagwaterlijn. Beschouwen we in dit opzicht de hellingen van de schorre en de slikke dan zal het opvallen dat in deze omgeving meestal een verhoging van de heelingswaarde waar te nemen is, vanwaar de zo juist vermelde versnelling van het water noodzakelijk voor het ontstaan van deze structuur. Op andere plaatsen hebben we ze tot nu toe niet weergevonden.

De fossilisatiekansen van deze rippels zijn verder zeer gering daar, zoals Bücher (1919) opmerkte, ze verdwijnen zodra de hydrodynamische omstandigheden, noodzakelijk voor hun ontstaan, gewijzigd worden. Dwz. dat ze op de slikke slechts voorkomen in de tijdspanne dat het water voldoende gedaald is om een hoge stroomsnelheid in een ondiepe geul te ontwikkelen en het ogenblik dat de vloed opnieuw dit peil bereikt heeft.

Vermelden we tenslotte nog, dat de sedimentconcentraties boven deze regressieve golven, waargenomen langsheen profiel Vp, rond 850 mg/l schommelden. Het sediment in suspensie bestond hier hoofdzakelijk uit fijn zand.

fd) Golfrippels

Waar aanvankelijk het onderscheid tussen rippels, gevormd onder invloed van een unidirectionele stroming (bv gewone stroomrippels), en golfrippels gemaakt werd op basis van hun symmetrie, weten we nu dat beiden zowel symmetrisch als asymmetrisch in dwarssectie kunnen zijn. (o.a. Evans - 1949; Van Straaten L.M.J.U. - 1953 a en b)

Golfrrippels worden gevormd onder invloed van de golfwerking. Heeft de golfaktiviteit een symmetrisch karakter dan zullen de gevormde rippels op hun beurt symmetrisch zijn. Op de slikken van het Schelde-estuarium echter hebben we tot nu toe meer **asymmetrische** dan symmetrische rippels waargenomen.

Een andere karakteristiek van golfrrippels is wel het rechtlijnig verloop van hun kammen (foto 13). Deze zijn daarbij meestal van uniforme hoogte en onderling parallel. Een hindernis heeft niet de minste invloed op het verloop ervan (cfr eveneens Evans - 1949). In dwarsprofiel hebben zowel de kam als de depressie een afgeronde vorm, en zijn lij- en stootzijde meestal konvex gebogen. Overgangsvormen naar gewone stroomrippels schijnen te kunnen voorkomen (Evans - 1949; Van Straaten L.M.J.U. - 1953; Souchez - 1965; Allen J.R.L. - 1966)

De rippelparameters welke we opgemeten hebben bedroegen gemiddeld:

L: 4 à 8 cm

H: 1 cm

RI: 5

RSI: 1 à 3

Op basis van deze rippelparameter kan men duidelijk onderscheid maken tussen golfrrippels en stroomrippels. In fig. I/44 hebben we een aantal punten uitgezet volgens een reeds eerder genoemde methode van Tanner W.F. - 1967. Zoals men kan opmerken is het verschil in RI niet zeer groot, maar wel de RSI waarde is voor beide merkkelijk verschillend.

Golfrrippels schijnen niet alleen beperkt tot het slikkemilieu. Op sommige plaatsen namelijk is de plantengroei op de schorre (meestal juist boven de schorreklif) gedeeltelijk geërodeerd. Hier ontstaan dan open plekken tussen de planten, waar zich eveneens golfrrippels kunnen ontwikkelen. Hiervoor is echter vereist dat de bodem een geschikte samenstelling heeft, overwegend zand) en dat de schorre bij hoog tij over een voldoende diepte overspoeld wordt om rippels te doen ontstaan. (foto's 14 en 15)

Een ander espekt van deze golfrrippels, dat we zeer dikwijls aangetroffen hebben, bestaat in een klein tongetje dat steeds vanaf de

lijzijde over de stootzijde helt (foto 16). In het voorbeeld dat we aangeven gaat het om asymmetrische golfrippels, waarvan de steile zijde naar de laagwaterlijn gekeerd is. Deze ontstonden zonder twijfel bij het terugtrekkende tij, onder invloed van een asymmetrische golfbeweging. Op een gegeven ogenblik echter zal het water zover gedaald zijn dat geen echte golfbeweging meer aanwezig is en het water langs de stootzijde naar de depressie stroomt.

Deze waterfilm geeft het ontstaan aan een zeer kleine backwash-rippel, reeds vroeger besproken, die zich hier als een tongetje manifesteert dat hellingopwaarts wijst. Het zal wel duidelijk zijn dat dit fenomeen pas kan optreden op plaatsen waar de helling van de slikke te zwak is om aan de backwash de kracht te geven om zelfs de golfrippels te doen verdwijnen of af te vlakken.

In dwarssecties, op de slikken gemaakt, konden we fossiele golfrippels slechts terugvinden in de vorm van kleine kleilensjes welke dikwijls in de depressies afgezet worden (foto 17). Deze geven verdere aanleiding tot het ontstaan van de zogenaamde "Flaser-bedding" (Reineck H.E. and Wunderlich F. - 1968). Foresets van deze kleine rippels hebben we nooit als dusdanig in dwarssecties kunnen waarnemen (foto 18).

Volgens Mc Kee (1965) zijn trouwens de fossilisatiekansen van deze rippelvorm vrij gering daar de oscillerende beweging van het water geen voldoende grote zandaanvoer verwekt.

fe) Rhomboïdale rippels.

Deze rippels vertonen een typische vlakke ruitvorm. In ideale vorm bezitten ze twee steile lijzijden en twee vlakke stootzijden. De lange as van de ruitvorm ligt parallel met de stroomrichting van het water (dikwijls neemt men fijne striae waar, parallel met deze as). De verhouding tussen de lange diagonaal en de korte ligt zeer dicht bij de eenheid. Zij schrijden vooruit door afzetting van sediment op de lijzijde, net als gewone stroomrippels. Dikwijls wordt grover materiaal op de lijzijde (bv. schelpfragmenten) aangetroffen. Beide lijzijden zijn niet altijd even sterk ontwikkeld, dikwijls is er slechts één lijzijde. (Guilcher A. - 1951; Van Straaten L.M.J.U. - 1953; Hoyt et Vernon - 1963). Hun ontstaan is gebonden aan de stroomsnelheid voor

een gegeven waterdiepte (Woodford - 1935)

$$U = \sqrt{gH} \quad (26)$$

waarin: H = waterdiepte

volgens Timmermans (1935) moet de snelheid bij een diepte van 2 cm 45 cm/sec bedragen en volgens Johnson (1938) voor een diepte van 1,5 cm 38 cm/sec.

Verder schijnt hun ontstaan eveneens verband te houden met de helling van de slikken. Bij een te kleine helling worden ze niet gevormd, bij een te grote helling worden ze vernield en blijft een effen oppervlak achter. Hoyt et Vernon vermelden een helling van 0.50 à 2° voor het geval het sediment uit fijn zand bestaat en we een stroomsnelheid van 15 à 45 cm/sec hebben. Andere auteurs noemen een hogere strandhelling (6° à 12°, voor zeer grof zand, Demarest - 1947) en meer dan 3° voor zand waarvan meer dan 90% fijner is dan 300 mu (Van Straaten, L.M.J.U. - 1953).

Strandhelling en korrelgrootte schijnen in het wordingsproces van deze structuur wel nauw verbonden factoren te zijn.

Een andere belangrijke faktor is de waterdiepte, die slechts zelden enkele mm mag bedragen. In dieper water worden ze vernield. Op de slikken worden ze dan ook bijna uitsluitend gevormd door de werking van de backwash bij vloed of eb.

Over hun ontstaan schrijft Woodford (1935) verder, dat ze het gevolg zijn van staande golven en een unidirectionele stroming (met relatief hoge snelheid). Volgens Van Straaten L.M.J.U. moet men echter eveneens een invloed van de bodem op het wateroppervlak veronderstellen.

Eens dat deze rippels gevormd zijn zouden de hoger genoemde staande golden gesitueerd zijn op de lijzijde en samen met deze stroomafwaarts migreren. Ook wordt een groot verschil in stroomsnelheid tussen de bodem en wateroppervlak verondersteld.

Op de slikken van de Schelde hebben we deze rippelvorm slechts op enkele plaatsen waargenomen (foto's **19** tot **22**). De lange diagonaal bedroeg hier 5 à 10 cm; de rippelhoogte enkele mm. De helling van de slikke bedroeg hier gemiddeld 3 à 4% (1.35 à 1.80°) en zoals op de

foto's duidelijk te zien is, worden ze hier dikwijls vernield. Het sediment bestond uit een goed gesorteerd ($S = 0.30$) fijn zand ($Md = 150 \mu$).

ff) Maanvormige rippels.

Zoals de naam uitdrukt gaat het hier om maanvormige gebogen rippels (Lunate ripples, Rides en croissant), met een zwakke konvex gebogen stootzijde naar buiten gericht, en een steile konkave lijzijde aan de binnenkant. De afmetingen welke we waargenomen hebben op de Schelde (foto 23) (profiel R) bedroegen:

$$L = 10 \text{ cm}$$

$$H = 1.3 \text{ cm}$$

$$K = 18.5 \text{ cm}$$

$$RI = 7.7$$

$$RSI = 2.17 \text{ à } 3$$

(K is de waarde van de koorde van de boog door deze rippels beschreven).

In de indeling van Van Straaten L.M.J.U. (1953) komt deze rippelvorm niet voor. We hebben ze voor het eerst gevonden bij Tanner W.F. (1960) en vervolgens eveneens bij Harms and Fahnestock (1965); Bajard (1966); Gubler Y (1966) e.a.

Verschillende van deze auteurs zijn het er over eens dat de werking van de wind een zeer belangrijke faktor is bij het tot stand komen van deze rippelvorm. Hij zou ontstaan onder invloed van hevige windstoten, gekombineerd met getijstromingen over een bodem met een eerder zwakke sedimentatie. Bij een zekere stroomsnelheid zou het bodemsediment in beweging komen en een vertraging van de stroomsnelheid tot gevolg hebben, waardoor een vligge sedimentatie in de vorm van sterk stroomafwaarts hellende grote laminae, welke tot bijna aan het wateroppervlak reiken (Gubler Y - 1966). De aanwezigheid van deze rippels echter op de bodem van grote rivieren en zelfs in stroomgoten (Harms and Fahnestock -1965) schijnt zulks tegen te spreken. Wijzelf hebben ze waargenomen op de slikken in perioden waarin de invloed van de wind evenmin zeer belangrijk kon geweest zijn.

De waterdiepte waarop deze rippels ontstaan is eveneens problematisch (Reineck H.E. - 1961, spreekt van 50 cm; Bajard J. - 1966, stelt een diepte van enkele mm voorop, terwijl, zoals we reeds zegden, ze eveneens op grote diepte weergevonden heeft).

Op sommige plaatsen konden we een overgang van deze maanvormige rippels naar gewone golfrippels waarnemen. Tanner W.F. (1960) vermeldt in dit opzicht dat ze in stroomopwaartse richting overgaan in afgevlakte stroomrippels en vervolgens in gewone stroomrippels, terwijl stroomafwaarts een overgang naar een ongerippelde effen zone voorkomt. Dit alles leidt er ons toe te veronderstellen dat, zoals we reeds voor vorige vormen opmerkten, vooral de helling van de bodem een belangrijke rol moet spelen.

In fig. I/47 is verder aangetoond dat de RI en RSI waarden van deze rippelvorm zeer dicht bij deze van gewone golfrippels gelegen zijn. Dit wijst wel op een zekere verwantschap tussen beide rippelvormen.

fg) Symmetrische golfstroomrippels.

Deze rippels, voor het eerst beschreven door Van Straaten L.M.J.U. (1951) worden vooral gekenmerkt door hun zeer grote rechtlijnigheid en onderlinge paralleliteit (foto 24). Hun dwarsprofiel vertoont een zeer regelmatige opeenvolging van ronde kammen en depressies. De golflengte is meestal zeer klein (5-tal cm) evenals de amplitudo. Een ander opvallende eigenschap van deze rippelvorm is dat hij aangetroffen wordt op slibrijke plaatsen (50% van het sediment fijner dan 50 mu en 17% fijner dan 2 mu).

In tegenstelling tot de vormen welke we tot nu toe beschreven hebben, staat deze rippelvorm niet loodrecht op de stroom of golfrichting, maar is er parallel aan. Dit kan men gemakkelijk afleiden uit hun positie, loodrecht op de schorreklif, en uit de richting van andere golfrippels welke soms in hun nabijheid aangetroffen worden.

Het ontstaan van deze longitudinale rippels is, volgens Van Straaten L.M.J.U., toe te schrijven aan een gekombineerde werking van getijstrooming en golven. Hun afmetingen zijn afhankelijk van de grootte van de windgolven en van de waterdiepte. Het feit dat ze tijdens een afzetting verdwijnen en bij erosie opnieuw te voorschijn

komen doet deze auteur veronderstellen dat er ze eerder aan erosie dan aan sedimentatie toe te schrijven zijn.

Op sommige plaatsen hebben we deze rippels aangetroffen gesuperponeerd op gewone asymmetrische golfrippels (bv foto 5), waarbij beide systemen loodrecht op elkaar georiënteerd waren. We veronderstellen dat de longitudinale rippels op de golfrippels gesuperponeerd werden van zodra het water voldoende gedaald was en deze laatste inaktief waren geworden.

fh) Komplexe vormen

Tot nu toe hebben we enkel melding gemaakt van rippelvormen welke tot stand kwamen door een transportkracht die slechts in één richting (zij het dan met steeds wisselende zin) werkzaam was. Wanneer echter grote hindernissen aanwezig zijn (bv grote veenbrokken) of de waterstroming vanuit twee richtingen komt (bv achter een kleine plaat) ontstaan rippelvormen die een zeer complex aanzicht hebben. Zij ontstaan door interferentie van de twee stroom- of golf-richtingen. Een voorbeeld hiervan is gegeven in foto 25 en 26. Het is duidelijk dat hier beide richtingen simultaan optraden en een complexe rippelvorm deden ontstaan. Dit hoeft echter niet altijd zo te zijn. Soms treedt een golf-richting vroeger op dan de andere en ontstaat er een superpositie van de ene rippelrichting naar de andere. Dit wordt aangetoond in foto's 27 en 29. Het is echter niet altijd duidelijk of we interferentie dan wel superpositie hebben. Een derde voorbeeld van complexe rippelvorm is het ontstaan van een zeer hoekige structuur bij golfrippels tengevolge van een superpositie van een stroming min of meer loodrecht op de golf-richting (foto 29).

fi) Erosieve verschijnselen bij rippels

a) Afgevlakte rippels:

Wanneer de waterdiepte voldoende daalt, kunnen voortbestaande rippels door kleine golfjes, welke nog over het wateroppervlak lopen, afgevlakt worden (foto 30). Hiervoor is nodig dat de waterdiepte tot minder dan 5 cm boven de rippelkammen gedaald is (Tanner W.F. - 1958).

We kunnen hier nog aan toevoegen dat ook hier weer de helling van het slikkeoppervlak niet te hoog mag zijn om te beletten dat de voortbestaande rippels volledig verdwijnen (foto 31).

De vormen welke we op de slikken aangetroffen hebben, betroffen allen afgevlakte golfrippels. Meer nog dan golf- of stroomrippels is deze vorm milieutyperend. Voor hun vorming moeten immers een aantal voorwaarden vervuld zijn, zoals een geringe waterdiepte als gevolg van een dalend waterpeil en een zwakke helling van het slikkeoppervlak. Het is om deze reden dat we deze vorm afzonderlijk in onze bespreking opgenomen hebben.

b) Vervormingen door erosie van geulen:

De overgang tussen het gerippeld oppervlak en een al dan niet diep ingesneden geul, vertoont enkele vrij algemeen voorkomende verschijnselen welke we hier nader willen behandelen omdat ze in zeer hoge mate typerend zijn voor de getijwerking.

In een eerste voorbeeld is de geul relatief diep ingesneden (foto 32). Langsheen de oever treffen we van boven naar onder volgende verschijnselen aan:

- a- een band met symmetrische golfrippels. Deze zijn hier loodrecht op de geul georiënteerd (dit is vrijwel steeds zo, vermits de geul loodrecht op de helling ingegraven is en de golfwerking eveneens neigend heeft om loodrecht op de helling te staan).
- b- een smalle band waarover het oppervlak effen is.
- c- nieuwe band met symmetrische golfrippels
- d- zone waarin de golfrippels duidelijk vervormd worden. We bemerken op elke rippel een klein tongetje dat naar de geul georiënteerd is. Deze komen voor op verschillende niveaus die onderling parallel zijn en teven gelijk met de geul verlopen
- e- zone waarin de rippels duidelijk in de stroomrichting van de geul afgebogen zijn.

Deze opeenvolgende zones nu houden verband met een evolutie die zich bij het dalend tij heeft voorgedaan. Aanvankelijk was het water nog voldoende hoog en de geul inactief. Er ontstonden toen symmetrische

golfrrippels tot in de bedding van de geul(?). Toen het water beneden de boorden van de geul gedaald was en het verhang van de geul nog niet voldoende om een stroming van het water te veroorzaken, ontstonden een reeks structuren welke met het dalend peil in de geul verband hielden.

In b is aanvankelijk de helling te groot en worden de bestaande symmetrische golfrrippels vervangen door een effen oppervlak.

In c en d zien we een backwash structuur ontstaan in de vorm van kleine tongetjes die met de teruglopende golf meegesleurd worden en snel sedimenteren als de transportkracht te klein is geworden. De verschillende niveaus waarop deze tongetjes weergevonden worden stemmen met evenzovele waterstanden overeen. Tenslotte is het water voldoende gezakt en zal het stromende water in de geul de rippels meesleuren in stroomafwaartse richting. Neemt de verhanglijn verder toe dan wordt de stroming te groot en ontstaan stroomrippels in de bedding zelf (niet zichtbaar op foto).

In het voorbeeld gegeven op foto 33 is de toestand anders. Het betreft hier een weinig ingesneden geul. We vinden hier alleen niveaus weer aan de rand van de geul (bovenkant op de foto). Merkwaardig is hier echter het feit dat de afgevlakte golfrrippels van het slikkeoppervlak afgesneden werden. Dit is toe te schrijven aan erosie van de rippels door de zijdelingse migratie van de geul.

De structuren aangehaald in bovengenoemde voorbeelden, zijn zoals we gezien hebben typerend door een dalend tij enerzijds en tevens voor een geringe golfaktiviteit aan de laagwaterlijn anderzijds. Dit laatste is eenvoudig af te leiden uit de geringe vervorming van de rippels in het eerste voorbeeld.

B. Anorganische- en organische structuren waargenomen op de schorren en slikken.

In de hiernavolgende paragrafen geven we een beknopt overzicht van enkele sedimentaire structuren welke we op de schorren en slikken van het Schelde-estuarium, in het gebied tussen de Rupelmonding en de Zimmermanpolder, waargenomen hebben. We hebben daarbij geenszins de bedoeling deze opsomming voor volledig te laten doorgaan.

Het is mogelijk andere structuren aan te treffen welke op het ogenblik van de waarneming niet aanwezig waren, of aan onze aandacht ontsnapt zijn. Evenmin is het onze bedoeling uitvoerig over deze structuren uit te wijden gezien elders reeds zeer goede beschrijvingen te vinden zijn (o.a. Bajard J. - 1966; Gubler Y. - 1966). Veeleer is het ons er om te doen in het raam van een sedimentologische studie eveneens die oppervlakteverschijnselen te vermelden die op het gedrag van de sedimenten in dit milieu betrekking hebben; ofwel belangrijk zijn voor de rekonstruktie van sommige paleomilieus.

Rippels en gelaagdheidsstructuren worden in afzonderlijke hoofdstukken uitvoeriger besproken zodat we daarop hier niet terugkomen.

1. Anorganische structuren

1.1. Syndepositional structuren

Hieronder verstaan we alle structuren gevormd op het ogenblik van sedimentatie, of juist daarvoor, van de sedimentpartikels (Nagtegaal P.J.C. - 1965).

Swash-marks:

Wanneer in een fijnzandige omgeving de helling voldoende groot is (5 à 6%) (op het ogenblik van de waarneming) zal de oplopende golf (swash) zich breed uitspreiden en zand in suspensie meevoeren. Op het einde daalt plots de stroomsnelheid van de oplopende golf tot nul, en heeft men een vlugge sedimentatie van fijn zand in de vorm van een smalle zandrand. Bij dalend tij blijven de hoger gelegen zandranden als spoor van de voorbijgolfwerking achter (foto 34).

V-marks:

Dit zijn V-vormige lineaties achter kleine hindernissen zoals schelpjes en kleikeitjes (foto 35). De punten van de V wijzen in hellingopwaartse (stroomafwaartse) richting. We hebben deze V-marks eveneens waargenomen op plaatsen met een vrij grote helling en waar het sediment uit fijn zand bestond. In tegenstelling tot vorige structuur worden ze veroorzaakt door de backwash (of terugtrekkende golf).

Rill-marks:

Het laatste dun waterlaagje dat zich terugtrekt veroorzaakt een erosie van kleine geultjes die zich stroomafwaarts tot een breed geultje verenigen (foto 36). De afmetingen van deze structuur zijn steeds van de grootteorde van enkele tientallen cm. Hij wijst steeds hellingafwaarts. Ook moeten we hier een ietwat grotere helling veronderstellen welke een eroderende stroming van de laatste waterfilm kan veroorzaken. Deze structuur werd alleen in zand en zandig slib waargenomen.

Kleikeien:

Kleikeien komen in hoofdzaak op de slikken voor, evenals in de grotere geulen op de schorren. Hun ontstaan is gebonden aan de aanwezigheid van kleilaagjes in de ondergrond welke geërodeerd worden. Vormt zulke kleilaag bij erosie een klif, dan ontstaan bolvormige keien welke vooral talrijk aan de voet van deze klif aangetroffen worden (foto 37).

Zij komen niet meer voor op enige afstand van de klif, omdat ze vermoedelijk zeer gemakkelijk bij verdere erosie uiteenvallen. In sommige gevallen nochtans ontstaan "gepantserde kleikeien", dwz dat tijdens het transport over een zandig slikkeoppervlak de kleikeien omgeven worden door een zandfilm welke de kei voor verdere erosie zal beschermen.

Droogtespleten geven aanleiding tot het ontstaan van zeer platte kleikeien, welke ontstaan wanneer het oppervlakkig kleilaagje, waarin de droogtespleten zich hebben ontwikkeld, loskomt van de onderliggende zandlaag en verbrokkeld. Verder transport zorgt dan voor de afronding en eventuele pantsering van deze lamellen (foto's 38 en 39).

Veenbrokken:

Net als kleikeien komen deze verspreidt op de slikke voor (foto 40). Ze ontstaan bij erosie van de holocene veenlaag welke in de ondergrond van het ganse estuarium aangetroffen wordt (Van Rummelen F.F.F.E 1965 en Munaut J. - 1967)

De erosie van deze veenlaag vindt plaats langsheen de hoofdgeulen van de Schelde. De veenbrokken met een vrij laag soortelijk gewicht drijven, en worden zo op de slikken en soms tot in de schorregeulen afgezet. Op de slikke komen ze dikwijls voor aan de voet van de megastroomrippels (waarnemingen op het Verdrongen Land van Saaftinge en aan de Braakman).

Klifjes:

Naast een hoge schorreklif komen de schorren kleine klifjes voor (slechts enkele cm hoog (foto 41) op die plaatsen waar de gelaagdheid in de ondergrond aanleiding geeft tot differentiele erosie. Waarnemingen hebben aangetoond (profiel As) dat een verschil van een paar procenten klei in zandlaagjes met slechts 5% klei, een klif kan doen ontstaan. Zeer dikwijls vertonen deze klifjes cuspoïdale insnijdingen als gevolg van de golfwerking die zich op bepaalde plaatsen toespitst (foto 41).

Waterplassen:

In zeer slibrijke afzettingen komen verscheidenen meters brede, zeer ondiepe waterplassen voor (max. 10-tal cm) (foto 42). De vorm is soms rond, soms grillig, soms langerekt. De langgerekte waterplassen zijn duidelijk onderling parallel (foto 43) over verschillende tientallen meters, waardoor ze een overeenkomst vertonen met longitudinale megarippels. Wanneer we ze niet als dusdanig bij de rippels bespreken is dit omdat we niet zeker zijn dat het inderdaad megarippels zijn, en niet een preferentiele orientatie van waterplassen in functie van de helling van het terrein.

Deze structuur komt voor in grote depressies achter zandplaten gelegen (o.a. profiel R).

Een eigenaardigheid bij sommige van deze waterplassen is de aanwezigheid van een klein klifje aan de hellingopwaartse zijde (foto 44). Dit ontstaat door regressieve erosie bij het terugtrekken van het tij. Eer dikwijls kan men eveneens waarnemen dat deze plassen overgaan in kleine ondiepe geultjes en zo de overgang uitmaken naar geulstructuren.

Geulen:

a. op de schorre.

Het terugtrekkende water bij eb erodeert een gans net van geulen uit, zowel op de schorre als op de slikke. Tegen de dijken zijn deze geulen zeer sterk ingesneden. In dwarssectie hebben ze bijna verticale wanden en een eerder vlakke bodem (stadium 1) (fig. I/45 - foto 45). De laagwaterbedding strekt zich hier uit over de ganse breedte van de geul. Meer stroomafwaarts wordt een U-vormige geul uitgeschuurd (stadium 2 - foto 46). De erosie gebeurt hier vooral in de breedte. Een smalle laagwaterbedding bocht doorheen de veel bredere hoogwatergeul. De afzetting van slib vormt grote onregelmatige lenzen welke zijdelings van de laagwaterbedding voorkomen.

Dit type gaat stroomafwaarts over in een steeds breder wordende bedding (stadium 3 - foto 47). In de nu zeer brede vlakken dalbodem komt een kronkelende laag-water bedding voor. De afzetting van slib gebeurt in grote gebogen lenzen die over de ganse breedte voorkomen en meestal tot op beide oevers reiken (foto 48). In de buitenbochten van deze geulen worden de oevers steil geërodeerd. Aan de voet van deze steile wand komen grote kleibrokken voor die meestal onder een recente slibafzetting bedolven werden (foto 49). Deze kleibrokken komen verder stroomafwaarts eveneens in de bedding voor en geven deze zo een zeer onregelmatige vorm.

Oeverwallen komen in stadium 2 en 3 voor. We hebben ze echter nooit waargenomen in stadium 1. Waar ze voorkomen worden ze echter dikwijls opnieuw geërodeerd.

Volgens Van Straaten L.M.J.U. (1954) zijn de diepe geulen op de schorre meer het gevolg van een verhoging van de schorre dan van een verticale insnijding van de geul. Deze laatste is immers te dicht bij de erosiebasis gelegen. Deze verklaring gaat op voor alle geulen welke in stadium 2 tot 4 verkeren. Tussen de aaneengesloten Spartina-begroeiing.

In het jongste schorrestadium komen immers reeds zeer ondiepe (10 à 15 cm) afwateringsgeultjes voor (foto 52). Deze zijn als het ware de embryonale vorm van de latere schorregeulen. De vertikaal ingesneden

geulen zijn echter duidelijk in een later stadium ontstaan, namelijk wanneer de schorre reeds vrij ontwikkeld was.

b. op de slikken.

Op de slikken zijn de geulstructuren verschillend. We kunnen hier onderscheid maken tussen geulen welke vanaf de schorre op de slikke uitmonden en geulen welke op de slikke zelf ontstaan.

De overgeerfde geulen zijn ofwel sterk ontwikkeld en dan min of meer diep ingesneden (bv omgeving Vp) vooral wanneer ze een groot bovenbekken hebben op de schorre, ofwel weinig ingesneden wanneer ze geen of maar een klein bovenbekken hebben op de schorre (foto 50). Dit onderscheid houdt verband met de geschiedenis van de geulen.

Geulen welke namelijk ontstonden op het ogenblik dat de schorre gevormd werd, zullen een dieper ingesneden patroon hebben.

Een geul echter welke ontstond nadat de schorre reeds gevormd was en op de slikke uitmondt zal vertikaal insnijden gedurende eb zolang zijn geulbasis boven het slikkeniveau gelegen is. Eens echter dit niveau bereikt vertraagt de verticale erosie en treedt overwegend nog regressieve erosie op de schorre op.

Geulen nu welke op de slikke zelf ontstaan, zijn aanvankelijk bijna niet ingesneden. Zij hebben op de bovenslikke een zeer brede ondiepe dwarssektie (fig. I/48). Langsheen profiel Rilland zien we hoe deze geulen ontstaan vanuit een breed gebied waarin waterplassen (cfr foto 43) voorkomen.

Op het midden van de benedenslikke tenslotte, hebben bijna alle geulen een sterk meanderend verloop. Op slikken met een grotere helling echter, ofwel op de korte slikken (op Belgisch grondgebied), ontstaan zeer ondiepe diffluerende vormen welke meestal in een breed gebied aan de laagwaterlijn uitmonden.

Het sediment in de laagwater bedding van deze geulen is, althans op de midden en lage slikke, zandiger dan de omgeving (bv. profiel Bw 13), zie eveneens de aanwezigheid van schelpen in de geulen (foto 33). Dit zou er dus op wijzen dat dit grovere sediment vooral bij vloed aangevoerd wordt gezien de bovenloop van de geul alleen fijner sediment weergevonden wordt. Het sedimentatietype in deze gulen is

steeds gelaagd. Sliblaagjes kunnen afgezet worden tijdens de kentering van hoog water, terwijl de zandlaagjes dus vooral bij vloedstroom sedimenteren (zie eveneens Reineck H.E. und Wunderlich F. - 1967 en 1969). We zijn echter eveneens van mening dat in de slibrijke omgevingen sliblaagjes ontstaan door bodemverglidingen van de oppervlakesliblaag van zohaast deze zich met water verzadigd. (waarnemingen te Bath - foto 54).

1.2. "Metadepositional" structuren

Hieronder verstaan we die structuren welke ontstonden op het sedimentoppervlak na het terugtrekken van het tij (of eventueel het wegvallen van de transportkracht (zie Nagtegaal P.J.C. - 1965))

Indrukken van regendruppels:

De ingeslagen regendruppel laat een kleine depressie achter (foto 53) waarrond zich een klein walletje gevormd heeft. Deze structuur is vooral mooi bewaard in zand en slibrijk zand.

Indrukken van ijsnaalden:

Enkele malen hebben we bij sterk vriesweer de indrukken van ijsnaalden (foto 54) weergevonden. Het zijn enkele cm lange rechte streepjes, stervormig georiënteerd. We hebben ze weergevonden in slibrijk zand en zandrijk slib.

Droogtespleten:

Deze komen voor daar waar de ondergrond uit een afwisseling van zand en kleilaminae bestaat. In een dwarsprofiel is het makkelijk te zien dat de droogtespleet ontstaat op plaatsen waar de onderliggende zandlaag iets dikker is (bv top van rippels, Bajard J. - 1966 - zie foto 56). Het lijkt ons mogelijk onderscheid te maken tussen drie typen:

a. droogtespleten met een groot polygonaal aspect:

De zijden van de veelhoeken bedragen ongeveer 10 à 20 cm en zijn slechts zelden korter. Ze worden op het midden en bovenste deel van de slikken waargenomen. De opening van deze spleten is meestal zeer smal en opgevuld met sediment (foto 56)

b. droogtespleten met klein polygonaal aspekt: (foto 57)

Deze komen voor op de schorren. Ze verschillen van de vorige door het feit dat de zijden van de polygonen meestal korter zijn dan 10 à 20 cm. Ze hebben tevens een bredere opening bovenaan en worden pas veel later met sediment opgevuld.

c. droogtespleten met een duidelijke lengterichting (foto 58):

Deze worden op de slikken aangetroffen. Zij onderscheiden zich van de vorige groep, door een dominerende lengterichting, welke steeds loodrecht op de hellingsrichting georiënteerd is. Ze zijn in verband te brengen met bewegingen van de oppervlaktelagen langsheen de helling bij het terugtrekken van het water.

2. Organische structuren

2.1. Op de schorren

De voornaamste structuur van organische aard, welke op de schorren waargenomen wordt, is de verstoring van de oorspronkelijke gelaagdheid door de wortels van planten. Deze verstoren echter de oorspronkelijke gelaagdheid slechts matig.

Een tweede structuur bestaat in de afzetting van venige of humusrijke horizonten door het bijeen spoelen van allerlei plantresten.

2.2. Op de slikken

Op de slikken treffen we volgende graaf dieren aan;

a) levend: Corphium volutator (kruipsporen en U-vormige graafgang (foto 59)

Arenicola marina (zandhoopjes, graafgang - foto 50)

Nereis diversicolor (graafgangen en kruipsporen -

Sommige van deze graafgangen zijn omgeven door een geoxideerde ijzerlaag, waardoor de gang zeer weerstandbiedend wordt aan erosie en zelfs uitsteekt.

N.B.: Cardium edule werd levend aangetroffen vanaf de
Braakman en verder stroomafwaarts

b) afgestorven: Mya arenaria (vooral te Rilland) (foto 60)

Een studie van de orientatie van de schelpen van deze mollusk toont aan dat er een zekere voorkeursorientatie bestaat waarbij het symmetrievlak van de schalen volgens een dwarslijn op de slikke georiënteerd is.

Vermoedelijk worden de jonge Mya-dieren wanneer ze zich ingraven door de heersende golfrichting beïnvloed en oriënteren ze hun schelp in functie hiervan. De oudere schelpen zouden hieraan dan niet veel meer veranderen.

Een sedimentlaag van organische oorsprong komt eveneens voor. Het is een tweevoudige laag (foto 61) waarvan de bovenste overwegend uit schelpen van lamellibranchiaten bestaat (Mya arenaria - Mitylus edulis - Cardium edule - Scrobicilauria plana) en de onderste laag voornamelijk uit kleine brachiopoden (hydrobia ulva e.a.). Deze afzetting werd beschreven door Van Straaten L.M.J.U. (1956). Belangrijk hierin is de aanwezigheid van Mya arenaria welke slechts vanaf de XVII eeuw in onze gewesten voorkomt (Hessland I. - 1945)

C. Bespreking en indeling van de gelaagdheidsstructuren op slikken en schorren.

1. Voorafgaande opmerkingen - Algemeenheden.

De terminologie welke we in de hiernavolgende paragrafen aangewend hebben is ontleend aan een publikatie van Mc Kee E.D. and Weir G.W. (1953).

In onderstaande lijst worden enkele termen nader gedefinieerd.

Kwalitatieve termen

Gelaagdheid (stratifikatie): dit is een algemene term welke slaat op het gelaagd voorkomen van gesteenten. Deze term kan zowel slaan op het proces van lagen op te bouwen als op de

status van het gelaagd zijn. Het is alleen in de laatste
b betenis dat we deze term zullen gebruiken.

laag (stratum): Hiermede bedoelen we een enkelvoudige laag met homogene of graduele lithologische samenstelling, welke parallel aan de oorspronkelijke helling van de formatie werd afgezet. Zij is van onder en bovenliggende lagen (strata) gescheiden door een erosie-oppervlak; een oppervlak dat overeenkomt met een stopzetting in de sedimentatie of een plotse wijziging in de eigenschappen van het sedimentatiemilieu.

schuine gelaagdheid (schuine stratifikatie): verschilt van de gelaagdheid door het feit dat de lagen zich vormen of gevormd worden, onder een zekere hoek met de helling van de formatie. Naar het voorbeeld van Gubler V - 1966, gebruiken we hier de term schuine gelaagdheid en niet gekruiste gelaagdheid. Het gekruist voorkomen immers van een gelaagdheid ontstaat door superpositie of juxtapositie van schuine lagen.

schuine laag (schuin stratum): verschilt van een laag door het feit dat ze afgezet werd onder een zekere hoek met de helling van de formatie.

set: hieronder verstaan we een groepering van essentieel gelijkvormige lagen of schuine lagen, welke van andere sets, strata of schuine strata gescheiden zijn door een erosie-oppervlak; een oppervlak dat overeenkomt met een stopzetting van de sedimentatie of een plotse wijziging in de eigenschappen van het sedimentatiemilieu.

coset: deze term slaat op een sedimentatieeenheid opgebouwd uit 2 of meer sers. Ze is van de overige sedimentatieeenheden gescheiden door een erosie-oppervlak, een vlak van stopzetting in de sedimentatie of een vlak dat overeenkomt met een plotse wijziging in het sedimentatiemilieu.

Kwantitative termen:

Waar de vorige termen niets zegden over de dikte van de strata of schuine strata, hebben de termen "lamina" en "bed" uitsluitend be-

trekking op de dikte van deze sedimentatie-eenheden. In onderstaande tabel is een overzicht gegeven van de gebruikte termen en hun betekenis.

zeer dikke bedding.....	120 cm
dikke bedding.....	60 cm
dunne bedding.....	5 cm
zeer dunne bedding.....	1 cm
dunne lamina.....	0.2 cm

Tabel 19

Voor de verdere bespreking en indeling van de verschillende gelaagdheidstypen welke we langsheen de slikken van de Schelde aangetroffen hebben, zijn we uitgegaan van het werk van Mc Kee E.D. and Weir G.W (1953); Allen J.R.L. (1963); Gubler Y (1966) en Reineck E. (1967 en 1970).

De zeven criteria welke Allen voor zijn indeling van schuine gelaagdheden heeft gebruikt, blijken eveneens van toepassing te zijn op horizontale gelaagdheden zodat we ze dus als algemene criteria voor onze verdere bespreking hebben aangenomen. Deze criteria zijn:

- de samenhang van de verschillende strata of sets van strata. Deze kan enkelvoudig zijn of gegroepeerd.
- de grootteorden van de strata of sets van strata
- het milieu, dit kan erosief zijn, niet erosief, ofwel gradueel.
- het basisgrensvlak van de strata, dit kan onregelmatig zijn, vlak, cilindrisch, gootvormig, trogvormig.
- de konkordantie of diskordantie tussen de strata of sets van strata.
- lithologische samenstelling binnen de strata of sets van strata.

Sommige criteria hebben, gezien hun aard, uitsluitend betrekking op schuin gelaagde eenheden (bv. cilindrisch etc)

Uit de verschillende vertikale profielen en kleine kernboringen welke op de slikke en de schorre uitgevoerd worden is gebleken, dat

het sediment in dit milieu steeds een gelaagd voorkomen vertoont. Nooit echter hebben we een weerkerende opeenvolging van de strata of van sets van strata waargenomen, zodat als eerste kenmerk van de stratifikatie in dit milieu geldt dat ze bestaat uit geïsoleerde strata of sets van strata.

Wat de grootteorde van de strata betreft konden we vaststellen dat deze bijna steeds dunner zijn dan een centimeter, vooral daar waar de strata opgebouwd zijn uit een afwisseling van slib en zand of slib, zandig slib en zand. We spreken hier dus van een laminaire structuur. Op sommige plaatsen echter, waar de sedimentatie blijkbaar hoofdzakelijk zand betrof, komen strata voor van de grootteorde van verschillende centimeters. In dit laatste geval spreken we van een bedding-structuur. Beddingen boven de 10 cm, komen slechts zelden voor. Op het terrein is het echter niet altijd mogelijk om deze strata duidelijk te onderscheiden, vooral niet waar de korrelgrootteverschillen tussen de strata gering zijn.

Slechts wanneer het sediment goed gedroogd werd en eventueel met profiellak of Araldit verhard, en doorgezaagd kan men de fijnere structuren waarnemen.

De horizontale verbreding van deze strata is eveneens vrij gering. Het gebeurt slechts zelden dat men strata over meer dan enkele meters kan vervolgen, hun structuur is dus duidelijk lensvormig. Geïsoleerde sets van strata kunnen op drieërlei wijze voorkomen. Kleine sets van horizontale strata overschrijden praktisch nooit een dikte van enkele tientallen cm. Geïsoleerde sets met schuine gelaagdheid worden eveneens in twee grootteorden aangetroffen.

De laminaire of dunne beddingstructuur met zijn beperkte horizontale verbreiding, vormt een tweede kenmerk van de stratifikatie in een slikke-schorre milieu.

Als derde kenmerk kunnen we de overgangen tussen de verschillende afzonderlijke strata beschouwen. Een geleidelijke overgang van het ene stratum naar het andere werd tot nog toe niet waargenomen (cfr eveneens Van Straaten - 1954; en Reineck 1967).

De begrenzing tussen verschillende strata is meestal zeer scherp.

We hebben hier dus met een erosie-oppervlak of een plotse wijziging in de sedimentatie te maken, zelden echter met een geleidelijke wijziging in het sedimentatiemilieu.

Het basisgrensvlak van de strata kan verschillende vormen aannemen gaande van een vlak konkordant kontakvlak tot een onregelmatig erosie-oppervlak. Soms werd dit vlak door postsedimentaire verschijnselen misvormd. (slumping - graafdieën). Verder kan het eveneens cilindrisch of trogvormig zijn.

Het vijfde kenmerk van de slikke-schorre stratifikatie heeft betrekking op het onderlinge parallelisme van de strata. Zowel diskordantie als konkordantie kunnen voorkomen. Diskordantie kan zowel te wijten zijn aan golvingen in het oorspronkelijk reliëf waarop sedimentatie plaats greep (bv. langsheen de geul) als een postsedimentaire storing (bv het verglijden van de afzettingen tengevolge van geul erosie).

Als zesde en laatste kenmerk tenslotte geldt de aard van heterogeniteit welke tussen de verschillende strata kan bestaan. Verschillen kunnen voorkomen zowel wat korrelgroottesamenstelling als mineralogisch samenstelling betreft.

2. Indeling van de stratifikatie in verschillende typen

A. Subhorizontale stratifikatie

TYPE 1.

Het meest eenvoudige type van gelaagdheid dat we op de slikke kunnen waarnemen bestaat uit subhorizontaal afgezette strata, meestal afwisselend licht en donker gekleurd (fig. I/46). Er komt geen regelmatige afwisseling van deze strata voor zodat we ze als geïsoleerde strata beschrijven. De dikte van deze lagen varieert van meerder mm tot een 10-tal cm (dunne beddingen).

Het kontakvlak tussen de strata of sets van strata is overwegend horizontaal of zacht golvend, terwijl de overgangen van het ene stratum naar het andere meestal vrij scherp afgetekend zijn. Daarbij kan dit vlak meestal over meerdere meters vervolgd worden.

Storingen komen in dit grensvlak niet zo vaak voor. Ook werden slechts zelden rippelsstructuren waargenomen. De verschillende strata zijn onderling vrij konkordant, zonder evenwel strikt genomen parallel aan elkaar te verlopen. Ze zijn verder opgebouwd uit een vrij homogeen goed gesorteerd matig fijn zand tot zeer fijn zand (bv. fig. II/30). Tussen de verschillende strata komen geen belangrijke variaties in korrelgroottesamenstelling voor. Onder de mikroskoop blijken de korrels een willekeurige orientatie te vertonen, kleine schelpfragmenten komen eveneens in alle mogelijke orientaties voor.

De kleurverschillen welke tussen de beddingen voorkomen kunnen van verschillende aard zijn. Een eerste mogelijkheid bestaat in een afwisseling van hogere en lagere glauconietkoncentraties (fig. II/30 foto 62). De glauconietrijkere banden vertonen dan een donkerder kleur, veroorzaakt door de donkergroene kleur van dit mineraal. Een hogere concentratie zware mineralen of organisch materiaal kan eveneens een donkerder kleur aan het sediment geven. Kleurverschillen kunnen verder aangetroffen worden zonder dat ze daarom met de sedimentatie zelf iets te maken hebben. Zo werden in fig. II/30 de verschillende zones aangeduid welke gekenmerkt worden door een verschil in de vorm waarin het ijzer aanwezig is. Deze verschillende zones worden elk tevens door een karakteristieke kleur gekenmerkt. (cfr Van Straaten - 1954).

De L-zone is overwegend bruin tot geelbruin van kleur. Het ijzer bevindt zich hier in de vorm van gehydrateerde Ferri-hydroxiden. In de M-zone komt het ijzer voor als een gehydrateerd Ferromonosulfide; waardoor het sediment een donkerblauwe kleur vertoont. In de P-zone ten slotte is het ijzer aanwezig als kleine pyriet globullen en heeft het sediment een licht grijs-blauwe kleur. Volgens Van Straaten zien we hier de eigenlijke kleur van het sediment.

Een laatste type van bedding dat we in dit stratifikatie type onderbrengen, onderscheidt zich van de vorige door zijn samenstelling. Deze beddingen zijn namelijk volledig opgebouwd uit molluskenschelpen en resten van brachiopoden. In de omgeving Rilland-bath komt een geïsoleerde set voor bestaande uit twee strata (foto 62). Het onderste

stratum bestaat bijna uitsluitend uit brachipoden skeletten (hydrobia) terwijl het overdekkende stratum uit molluskenschelpen is opgebouwd (Mya arenaria, Cardium edule, Scrobicularia plana, Mytilus edule, de laatste is minder vertegenwoordigd). De overgang tussen beide strata is eerder geleidelijk. Deze set komt op verschillende plaatsen op de slikke op vrijwel dezelfde diepte voor.

Een tweede gelijkaardige bedding werd eveneens aangetroffen. Deze laatste bedding bestaat echter uit een fijne zandlaag waarin talrijke schelpen van Mya arenaria in "living position" aanwezig zijn. De verbreiding van deze bedding is niet continue maar lensvormig, elke lensmeet een doormeter van enkele tientallen meters. Ook komt deze bedding boven de eerst genoemde set voor.

Op het ogenblik van de studie hebben we deze dieren nergens meer levend waargenomen. Hun laatste voorkomen beperkt zich tot genoemde strata. Het is moeilijk om redenen voor dit plotse verdwijnen aan te halen, te meer, daar de vrij dikke strata van deze schalen toch op een zekere bloei wijzen. Verder kunnen we eveneens opmerken dat Cardium, Scrobicularia en Hydrobia blijkbaar eerst verdwijnen en Mya pas een hele tijd later.

Argumenten zoals veranderingen in het zoutgehalte of een versnelde sedimentatie, waarbij deze dieren zich niet meer zouden kunnen aanpassen, zijn uiteraard mogelijk, maar blijken ons niet zeer waarschijnlijk. Het zoutgehalte in dit milieu is voor het ogenblik nog meer dan voldoende hoog enerzijds en een versnelde sedimentatie zou eerst Mya doen verdwijnen die zich het slechtst aan zulk mechanisme kan aanpassen (Dörjes en Reineck H.E. - 1970). Er moet dus een andere reden voor dat verschijnsel gevonden worden.

Uit deze verschillende waarnemingen kunnen we nu tot een rekonstruktie van het sedimentatiegebeuren overgaan. Uit de korrelgrootteverdeling volgens dwarsprofielen weten we dat een matig fijn goed gesorteerd zand op de benedenslikke en langsheen de scharen aangetroffen wordt.

Dit gelaagdheidstype situeert zich dus uiteraard in dezelfde omgeving.

Wat de herkomst van dit sediment betreft, veronderstellen we dat het uit een bodemsuspensie afgezet werd, eventueel samen met slib dat echter opnieuw geërodeerd kon worden en verder getransporteerd. Ook wijst de samenstelling in afzonderlijke strata eerder op een wisselvallig gebeuren en niet op een regelmatige cyclus, waarbij tevens de strata althans gedeeltelijk opnieuw geërodeerd werden, zodat een scherpe begrenzing ontstond. Een ander aspect is de afwezigheid van rippelstructuren. Deze worden over het algemeen slechts sporadisch aangetroffen, alsof ze op het slikkeoppervlak zelf vrijwel nooit ontbreken. Een verklaring voor de afwezigheid ervan wordt gegeven door Mc Kee E.D. (1965), waar hij aantoonst dat bij een grote zandaanvoer als bodemtransport rippels niet fossiliseren, maar wel wanneer dit zand in suspensie aangevoerd wordt. Ook de afwezigheid van sporen van graaf dieren wijst op de aanwezigheid van een vlugge sedimentatie. Waarnemingen tenslotte met sedimentatiepaaltjes tonen aan dat dagelijkse schommelingen van enkele cm van het slikkeoppervlak normaal voorkomen. Dit stemt met de dikte van de strata overeen.

Brengen we nu al deze elementen samen dan kunnen we volgende processussen voor het ontstaan van deze gelagtheid aanhalen. Het zandig sediment wordt gedeeltelijk afgezet uit een suspensie bij tijkentering van hoog water, waarbij tevens een weinig slib sedimenteert dat echter opnieuw geërodeerd wordt zodra de stroming inzet. Dit verklaart echter niet het ontstaan van de beddingen met hun scherpe kontakten. We nemen daarom aan dat bij vloed of eb of beiden, stromingen optreden die het bodemsediment tot op een paar cm onder het slikkeoppervlak kunnen eroderen (en als bodemtransport vervoeren). Deze erosie hoeft slechts zeer kort te zijn en wordt gevolgd door een snelle sedimentatie, waardoor een dikke bedding ontstaat. De golfrippels, welke we op de slikke weervinden ontstaan in een later stadium. Hiermede is tevens duidelijk waarom deze hier niet fossiel teruggevonden worden. Een andere verklaring zou te vinden zijn in de inwerking van de golfslag op de slikke. Deze is echter slechts zelden groot genoeg om een diepere erosie te veroorzaken. De concentratie aan glauconiet kan op twee wijzen verklaard worden.

Enerzijds kan de dichtheid van dit mineraal tot 2.85 bedragen en is het dus zwaarder dan kwarts, waarbij het selektief afgezet wordt. Anderzijds is de afronding merkelijk beter dan voor kwarts wat op zijn beurt een reden tot differentiatie in de sedimentatie is. Mogelijk treedt dan samen met het glauconiet tevens een grote concentratie aan zware mineralen op die dan eveneens verantwoordelijk zouden kunnen zijn voor de donkere kleur van de laag.

Tenslotte is er nog een probleem in verband met de schelpconcentratie. Deze komen op de slikken op twee plaatsen voor, enerzijds als bodemsediment in de geulen op de benedenslikken, en anderzijds als grote lenzen op de benedenslikken (meestal hoger gelegen plaatsen).

We geloven niet dat deze strata ontstaan als gevolg van een laterale migratie van de geulen, gezien de grote laterale verbreiding welke deze lagen hebben. We vermoeden dus dat ze als grote lenzen op het slikkeoppervlak ontstaan zijn (bv. foto 60). Verwijzen we tenslotte nog naar Van Straaten L.M.J.U. (1956) waar hij zegt dat dit type van bedding niet zeer frekwent op de wadden aangetroffen wordt.

TYPE 2.

Het tweede type van gelaagdheid dat we aantreffen bestaat uit geïsoleerde strata, die wat hun opvolging betreft, geen regelmaat schijnen te vertonen. Soms komen type 1 en 2 samen voor. We spreken hier van geïsoleerde sets van strata (fig. I/46). Wat hun grootteorde betreft, kunnen we onderscheid maken tussen twee soorten strata, enerzijds lamina, anderzijds beddingen. De donkere lamina bestaan uit zandige klei, zijn slechts een paar cm lang en hebben een gebogen vorm. De lichtgekleurde daarentegen zijn dikker en vertonen een meer continue verloop. Ze bestaan uit een eerder goed gesorteerd zand. Het contactvlak tussen al deze strata is steeds zeer scherp.

In dit stratifikatietype hebben we tot nu toe geen sporen van graafdieren kunnen waarnemen. Hieruit kunnen we opnieuw afleiden dat het afzettingen betreft, waarbij erosie en sedimentatie vrij vlug met elkaar afwisselen. De slibafzettingen wijzen op een sedimentatie van slib uit een suspensie bij stroomstilstand. Dit kan gebeuren

over grotere oppervlakten, waarbij grotere laminae afgezet worden of nog in de depressie van rippels, waardoor grote gebogen laminae ontstaan (foto's 63 en 64).

Dit gelaagdheidstype is gekend als "Flaser bedding" (o.a. Reineck and Wunderlich F. - 1968)

TYPE 3.

Het derde stratifikatietype bestaat net als beide vorige uit geïsoleerde strata of sets van strata, met een horizontaal of gebogen basisvlak. De strata zijn hier maximaal 1 à 2 cm en meestal slechts enkele mm dik.

We kunnen hier dus van een laminaire gelaagdheid spreken. De horizontale verbreiding van deze laminae is zeer beperkt, hoogstens enkele tiertallen meters. Het contactvlak vertoont meestal een golvend verloop (foto 65). Dit laatste kan het gevolg zijn van de aanwezigheid van rippels, op van postsedimentaire fenomenen zoals slumping, load cast, droogtespleten of storingen veroorzaakt door graaf dieren (Corophium volutator, Nereis diversicolor etc.. foto 66). Alhoewel het algemeen verloop der strata konkordant is zijn de contactvlakken zelden parallel. Tenslotte zijn de verschillende strata steeds scherp van elkaar gescheiden en komen geen overgangskontakten voor (foto 66). Deze scherpe begrenzingen zijn vooral duidelijk omwille van het verschil in korrelgroottesamenstelling dat tussen twee opeenvolgende laminae bestaat. Laminae opgebouwd uit een matig fijn, goed gesorteerd zand, wisselen af met zandige klei of kleiige zandlaagjes. De laatste zijn gewoonlijk donkerder van kleur, (o.a. omwille van hun hoger gehalte aan organisch materiaal). Verder is deze fijne afwisseling van zand-klei laminae vrij weerstandbiedend tegen erosie. Waar dus dit type voorkomt, afwisselend met zandbeddingen, ontstaan mikroklijfjes op de slikke. Uit het korrelgrootteonderzoek van de strata die deze klifjes vormen, blijkt dat enkele procenten klei reeds voldoende zijn om een klif te doen ontstaan (profiel As).

We weten dat het sediment dwars op het slikkeoppervlak evolueert van een zuiver, goed gesorteerd zand, over kleirijk zand en zandige klei

naar slibafzettingen in dijkwaartse richting. We zullen het hier besproken sedimentatietype dus alleen aantreffen op plaatsen waar zowel zand als slibsedimentatie mogelijk is, dwz midden op de slikke. Tracerproeven te Rilland tonen aan dat het zand voornamelijk parallel aan de laagwaterlijn en slechts in geringe mate naar de dijk toe, verplaatst wordt. Willen we dus een afwisseling zand-slib in de gelaagdheid verkrijgen moeten we veronderstellen dat op deze plaats de zandrijke sedimentatie lateraal gemigreerd heeft over een vroegere slibafzetting, als gevolg van wisselende hydraulische omstandigheden, en daarna weer teruggetrokken is, om plaats te maken voor een nieuwe slibsedimentatie.

De aanwezigheid van graaf dieren in dit gelaagdheidstype wijst op een eerder langzaam proces waarbij deze dieren de gelegenheid krijgen zich aan te passen.

Het sedimentatieproces in geulen, waarbij een analoog gelaagdheidstype ontstaat is verschillend in zoverre dat enerzijds de laminae nu een gebogen basisvlak hebben (cfr type 8) en anderzijds het sedimentatiegebeuren nu sneller verloopt. Zoals aangetoond door Van Straaten and Kuenen - 1957, evolueert de stroomsnelheid in een geul op de slikke vrij sterk, zodat bij elk getij een of meerdere zand-sliblaminae afgezet kunnen worden (zie ook Reineck H.E. and Wunderlich F. - 1967, 1969 - fig. I/47). Deze snelle sedimentatie maakt het graaf dieren lastig zodat hier dan ook minder sporen van deze dieren aangetroffen worden als gevolg van korte erosiefasen, welke met de sedimentatie afwisselen. Dit type van stratifikatie zullen we dus aantreffen, enerzijds op plaatsen met een langzame sedimentatie (gekenmerkt door de aanwezigheid van sporen van graaf dieren), anderzijds in geulen en kreken waar de stroomsnelheid aan belangrijke schommelingen onderhevig is. Het is vooral in de geulen dat veenbrokken de gelaagdheid onderbreken (foto 64). Deze worden eveneens in de recente geulen veelvuldig aangetroffen.

In beide gevallen komt dit gelaagdheidstype slechts voor op plaatsen welke dicht bij de schorre gelegen zijn dan type 1.

TYPE 4.

In dit gelaagdheidstype kunnen alle overgangsvormen voorkomen tussen laminaire afzettingen en een vrij homogene kleimassa, waarin geen gelaagdheid te herkennen valt (fig. I/46). De laminae; waar deze voorkomen, vertonen een grote gelijkenis met deze van type 3, zij het dan dat ze door hun sterk ondulerend karakter ervan te onderscheiden zijn. Zeer dikwijls heeft men hier eveneens humusrijke tot veenlaminae, terwijl een belangrijk kenmerk van deze afzettingen bestaat in de grote hoeveelheid wortels of sporen van wortels (wortelgangen - foto 69). Graafdieren daarentegen treft men nooit aan. Dit stratifikatietype wordt typisch onder het schorreoppervlak waargenomen.

Het korrelgrootteonderzoek van twee dwarsprofielen van de schorreklif respectievelijk te Lillo en te Rilland, toont aan, dat deze afzettingen meestal vrij zandig zijn. In Lillo neemt daarbij het kleigehalte af naar de top van de schorreklif (van 40 naar 15%). De zandfractie daarentegen neemt toe van 5 naar 45%, terwijl de siltfractie blijkbaar slechts in geringe mate beïnvloed wordt. De schorreklif te Rilland (foto's 69 en 70) vertoont deze toename aan zand in merkelijk mindere mate. De basis van de klif is hier kleirijk (27% kleiner dan 2 mu) en komt overeen met de oppervlakte monsters aan de voet van de klif genomen. Het middenstuk van de klif is zandig terwijl de top 30 tot 33% zand bevat. Deze zandrijkere schorreafzettingen achter een slibrijke slikke is wel enigszins verwonderlijk. We komen hierop bij de studie van het sedimenttransport nog terug.

Verder neemt in de richting van de dijk ook in de gelaagdheid het kleigehalte voortdurend toe, wat zich uit in het verdwijnen van alle mikroskopische herkenbare gelaagdheid en de overgang naar een meer kompakte kleiafzetting.

Door het feit dat deze afzettingen bij elk laag water boven de waterpiegel uitsteken, zijn ze eveneens aan regelmatige kompaktie door waterverlies blootgesteld, wat aanleiding geeft tot het ontstaan van een nodulaire structuur.

TYPE 5.

Als vijfde type van stratificatie beschouwen we een gelaagdheidsstructuur welke opgebouwd is uit een afwisseling van sets bestaande uit één of meerdere der drie eerste types (foto's 6B). Het contactvlak tussen de verschillende sets kan zowel erosief zijn als een vlak dat overeenkomt met de halte in de sedimentatie. Dit vlak verloopt steeds parallel met de strata binnenin elke set. Zoals duidelijk uit de beschrijving der vorige types blijkt komt dit contactvlak overeen met een vrij belangrijke verandering in het sedimentatiemilieu. Verondersteld wordt dat vooral seizoensale schommelingen of migraties van zandgeulen of zandruggen (cfr onderzoek met sedimentatiepaaltjes, profiel Vp) hierin een belangrijke rol kunnen spelen.

TYPE 6.

In tegenstelling tot vorige typen bestaat de hierbesproken gelaagdheid uit een coset opgebouwd uit twee sets welke elkaar onder een zekere hoek snijden (fig. I/46). De basisset is horizontaal gelaagd, de overdekkende set maakt een hoek met de horizontale. In een dwarsdoorsnede loodrecht op de doorsnede met de grootste helling, kan zowel een horizontale als een gebogen gelaagdheid in de bovenste sets voorkomen. Beide sets zijn opgebouwd uit dunne laminaire laagjes matig fijn tot grof zand dat vrijwel steeds goed tot zeer goed gesorteerd is. Deze gelaagdheid wordt opgebouwd door vooruitschrijdende megarippels op een vlakke plaat of in de stroomgeul of in de scharen.

Op het grensvlak van beide sets kunnen grotere of kleinere veenbrokken voorkomen welke eveneens aan de voet van deze megarippels aangetroffen worden (cfr megarippels). Het zandtransport gebeurt hier uitsluitend als bodemtransport, zowel rollend als salterend (o.a. Jopling A. - 1963). Uiteraard is dit gelaagdheidstype niet aan de slikken gebonden, maar kan eveneens op diepere plaatsen in het estuarium voorkomen.

TYPE 7.

De strata in dit stratifikatietype zijn gegroepeerd in een set samengesteld uit schuine strata. Het basiskontakvlak van de set bestaat uit een vrij rechtlijnig erosievlak, dat de onderliggende lagen onder een zekere hoek snijdt (fig. I/46).

In het op foto 78 afgebeelde voorbeeld bestaan beide sets uit een stratifikatie van ons type 3. Andere typen kunnen echter eveneens aangetroffen worden in de onderste set.

Deze structuur wordt aangetroffen langsheen de binnenbocht van geulen, welke de slikken doorlopen ("point bar" structuur, slip off slope).

Hetgeen dit type onderscheidt van het nog te bespreken type 8, is het vrij recht doorlopend kontakvlak tussen beide sets. Dit vlak is een erosievlak waarop laterale sedimentatie plaats greep. Een ander onderscheid kan gemaakt worden door de profielen loodrecht op de vorige te beschouwen (fig. I/46). Het hier besproken type onderscheidt zich nu door een konvex gebogen vorm van de strata van de bovenste set.

Dit stratifikatietype wijst op de aanwezigheid van vrij diep ingesneden geulen en zal dan ook meestal op de hoge slikke of in de schorre aangetroffen worden.

Voor het ontstaan van dit sedimentatietype dienen we twee mogelijkheden te beschouwen. Enerzijds een laterale sedimentatie onder een zekere hoek, welke door de erosie van de geul bepaald wordt. Anderzijds kan, zoals op foto 72 te zien is, een laterale verglijding van sliblaagjes optreden (bij dalend waterpeil?) waardoor eveneens een laterale schuine gelaagdheid ontstaat. Waar in het eerste geval de suspensie verantwoordelijk is wordt in het tweede geval de gelaagdheid door bodemvergliding opgebouwd.

TYPE 8.

Een andere vorm van schuine gelaagdheid welke we in het slikkemilieu hebben aangetroffen ontstaat door de opvulling van geulen.

De gelaagdheid welke hier aangetroffen wordt is duidelijk diskordant met de omgevende subhorizontale stratifikatie. Het geheel vormt een geïsoleerde set van schuine laminae. De samenstellende laminae op hun beurt zijn niet parallel met het basisvlak maar raken hieraan

tangentieel. De kromming van deze laminae neemt naar boven toe af. De subhorizontaal, omgevende strata buigen tegen het contactvlak naar beneden om.

De opeenvolging van de strata in de geul bestaat meestal uit type 3. In sommige gevallen werd daarbij een meer zandige sedimentatie in de geul opgemerkt.

De reeds genoemde afbuiging der omgevende strata naar de wanden van de geul vormt een essentieel verschil met vorig stratifikatietype. Een lengte profiel (fig. I/46) vertoont eveneens een belangrijk verschil. De aanwezigheid van veenbrokken en schelpen aan de basis van de geul, maken een derde punt van onderscheid uit.

Dit type van geulopvulling werd door Mc Kee (1957) experimenteel gereproduceerd waaruit bleek dat het ontstond bij opvulling van een geul waarvan de boorden beneden de waterspiegel gelegen waren. Hieruit kunnen we afleiden dat we hier een opgevulde geul uit het slikkemilieu hebben, dit in tegenstelling tot volgend type.

TYPE 9.

Het laatste stratifikatietype dat we onderscheiden vertoont een zekere gelijkenis met type 8. Ook hier hebben we een geïsoleerde set van strata welke duidelijk diskordant is met de omgevende gelaagdheid. Het basisvlak van de set is gebogen en bestaat uit een erosievlak dat de omgevende strata afsnijdt zonder dat deze een ombuiging vertonen. De strata in deze set zijn op hun beurt diskordant met dit basisvlak. Deze strata zijn subhorizontaal afgezet.

Het stratifikatietype in de geul komt meestal overeen met type 2, met dit verschil nochtans dat de zandstrata talrijker zijn en uit dikkere beddingen bestaan. Het sediment is hier dus overwegend zandiger dan de omgeving.

Op het basisvlak komen veenbrokken (foto 67) en schelpen in vrij grote hoeveelheid voor. De veenbrokken zijn hier zelfs talrijker dan dit het geval was in type 8.

Voor het ontstaan van dit stratifikatietype kunnen we opnieuw verwijzen naar het werk van Mc Kee (1957), waaruit blijkt dat een opvulling van een geul, waarvan de boorden boven de waterspiegel gelegen

zijn aanleiding geeft tot de vorming van dit type. We kunnen hieruit dus besluiten dat een schorrekreek op deze wijze zal opgevuld worden.

C. Storingen van de stratifikatie op de slikke

Fenomenen welke het normale stratifikatiepatroon storen kunnen onderverdeeld worden in twee grote groepen. Deze indeling is gebaseerd op indeling voorgesteld door P.J. Nagtegaal (1965)

Syngenetische fenomenen

Hieronder verstaan we deze fenomenen welke aanwezig zijn op het ogenblik dat de strata gevormd worden. Als voornaamste verschijnselen vermelden we hier veenbrokken en kleikeitjes, de laatste hoofdzakelijk ontstaan door afbraak van de schorreklif of van mikroklijfs op de slikke. Ook stukjes baksteen kunnen in de bovenste strata aangetroffen worden. De strata buigen rond deze hindernissen rond, terwijl onderaan dikwijls sporen van inzakking (wanneer ze op een sliblaag rusten) kunnen waargenomen worden.

Epigenetische fenomenen

De syngenetische fenomenen zijn merkkelijk minder talrijk aanwezig dan de epigenetische. Onder deze laatste verstaan we alle fenomenen welke gevormd werden nadat de strata waarin ze voorkomen, ontstonden.

De belangrijkste epigenetische structuren zijn wel gangen van graaf-dieren. Op sommige plaatsen kunnen deze zelfs zeer talrijk voorkomen (des te meer naarmate de sedimentatie langzamer verliep). Andere fenomenen van epigenetische oorsprong zijn: load coast en slumping structuren (foto 65), droogtespleten enz.

De reeds genoemde sporen van graafdieren kunnen aanleiding geven tot een volledig verdwijnen van de oorspronkelijke gelaagdheid. Sporen van wortels daarentegen verstoren de oorspronkelijke gelaagdheid in veel mindere mate (cfr eveneens Van Straaten L.M.J.U. - 1954)(foto's 68 en 70)

Besluit:

Bij de bespreking en indeling van de verschillende stratifikatietypen is duidelijk gebleken dat het onderscheid, dat kon gemaakt worden, steunde op het type sediment dat afgezet werd (zand of klei, homogeen of heterogeen) en dus op de sedimentatiedynamiek enerzijds en op de samenstelling van het suspensiesediment anderzijds. Tussen al de verschillende types komen uiteraard talrijke overgangsvormen voor.

We kunnen nu de verschillende types in een schematisch dwarsprofiel weergeven (fig. I/55). Type 6 komt hierbij het meest tegen de laagwaterlijn en in de diepere delen van de bedding voor. De zandaanvoer gebeurt hier uitsluitend als bodemtransport, namelijk rollend of salterend. Typen 1 en 3, welke voornamelijk door een zandaanvoer, hetzij als bodemtransport, hetzij in suspensie gekenmerkt worden, komen voor in de omgeving van de laagwaterlijn, en wel daar waar deze in een ondiepe geul overgaat (bv profiel As, Vp, Land van Saaftinge, Braakman enz...). Type 2 daarentegen komt meer schorrewaarts voor, ofwel op plaatsen waar de slikke langs een steile klif aan de hoofdgeul grens. In dit gebied heeft men meestal een grotere aanvoer van fijn sediment (silt en klei) in suspensie, welke bij kentering afgezet kan worden. Type 5 treft men aan als een soort overgangsfacies tussen type 1, 2 en 3 in zoverre dat deze met elkaar alterneren. We zullen dit type dan ook steeds op een afstand van de laagwaterlijn aantreffen. Type 7 en 8 kunnen op verschillende afstanden weergevonden worden. Type 4 en 9 tenslotte zijn typisch voor een milieu dat boden de gemiddelde hoogwaterlijn uitreikt. De kleirijke stratifikatietypen tenslotte wijzen op een geringe transportkracht van het water. We vinden ze dan ook op die plaatsen welke het meest van de hoofdstroom verwijderd zijn (boven aan de slikken en op de schorren).

HOOFDSTUK IV

SEDIMENT-DYNAMIEK1. STUDIE VAN DE STROOMSNELHEDEN IN HET BESCHOUWDE GEBIED

In onderhavige paragraaf geven we in het kort een overzicht van de grootte van de stroomsnelheden welke in het door ons beschouwde gebied optreden.

Bij een gemiddeld tij (waarnemingen van 1941-1950) (zie Stormvloeden op de Schelde, deel 4) is zowel bij eb als bij vloed een evolutie waar te nemen van maximale gemiddelde stroomsnelheid in een dwarssectie tussen de Rupelmonding en Hedwigpolder (Belgisch-Nederlandse grens). Er komen namelijk twee maxima voor aan de Rupelmonding (1,20 m/sec bij eb, en 1,40 m/sec bij vloed) terwijl naar de grens toe deze maxima dalen tot 0,86 m/sec bij eb, en 0,73 m/sec bij vloed. Zeewaarts treedt verder opnieuw een toename in de stroomsnelheid op.

De stroomsnelheden op 1 m van de bodem, door ons opgemeten op de onderscheiden meetpunten bedroegen 0,40 à 1,00 m/sec. Een maximale waarde komt meestal voor gedurende de laatste helft van het getij. De absolute waarden verschillen natuurlijk van plaats tot plaats en in functie van de hydraulische omstandigheden (tijamplitudo, bovendebiet, enzomeer).

Bij de bespreking van de meetresultaten hebben we eveneens de stroomsnelheidsverdeling volgens vertikalen besproken hierbij gebruik makend van een $\log z/H$ ordinaat (waarin z de hoogte is boven de bodem waarop de meting plaats vond en H de totale waterdiepte op het ogenblik van de meting). In de inleiding hebben we verder eveneens opgemerkt dat volgens de Von Karman-Prandtl vergelijking, de stroomsnelheidsvergelijking aldus weergegeven volgens een rechte dient te verlopen. Welnu in zowat 73% van de gevallen blijkt het inderdaad zo te zijn, wat, gezien de nauwkeurigheidsgraad van de metingen wel als zeer goed resultaat mag beschouwd worden.

Afwijkingen van een rechte komen voor. Bij deze afwijkingen kan men echter soms opmerken dat de stroomsnelheidsverdeling volgens twee rechten verloopt die elkaar op 30 à 50% van de diepte snijden. Voorbeelden hiervan zijn de metingen van standplaats Oosterweel (10/7/67) meting van 13h54 of eveneens standplaats Boerenschans (9/7/67) meting van 15h30 en 16h30. Een systematische studie hieromtrent werd niet uitgevoerd, maar we kunnen wel veronderstellen dat deze afwijkingen verband houden versnellingen of vertragingen van de bovenste of onderste watermassas van de tijbeweging. Ook wanneer slechts zeer langzame stroomsnelheden optreden (bv. rond tijkentering) zijn de afwijkingen van een rechte zeer groot. Hier bevinden we ons echter aan de grens van het meetbereik van de gebruikte stroommeters (cfr deel over terreinmetodiek) wat deze afwijkingen wel kan verklaren.

Toepassing nu van deze Von Karman-Prandtl vergelijking op de door ons gemeten stroomsnelheidsvertikalen, laat ons toe de wrijvingsnelheden tegen de bodem (U_*) te bepalen. Verschillende auteurs (o.a. Inman D.L. - 1949; en Sternberg R.W. - 1968) immers hebben duidelijk het belang van deze parameters aangetoond voor het sedimenttransport. Welnu de wrijvingssnelheden tegen de bodem, zoals ze uit deze rechten bepaald werden, blijken geenszins konstant te verlopen gedurende een gans getij. De grootste gemeten waarden bedroegen 8 à 12 cm/sec. De hoogste waarden werden geregistreerd op standplaats Ballastplaat. Hieruit blijkt dan wel duidelijk dat deze waarden niet noodzakelijk met de hoogste gemiddelde stroomsnelheden moeten samenvallen. De waarde van U_{*INT} (cfr inleiding) welke de nauwkeurigheidsgrenzen voor U_* bepaald, varieert tussen 0.5 en 3 cm/sec en is hoger voor hogere waarden van U_* (fig. I/48).

In fig. I/48 hebben we voor enkele waarden van U_* de theoretische stroomsnelheidsverdeling weergegeven. Deze werden berekend op basis van de Von-Karman-Prandtl vergelijking.

Naast de hogergenoemde afwijkingen in de stroomsnelheidsverdeling volgens een vertikale werden, voornamelijk aan de E3-tunnel en aan de Zandvlietsluis, eveneens een tegenstelling in de stroomrichting tussen oppervlakte en bodemwater opgemerkt (metingen in omgeving Zandvlietsluis).

Dit fenomeen komt eveneens voor in de Scheldegeul, maar werd tot nu toe niet systematisch bestudeerd.

2. TRACER EXPERIMENTEN OP DE SLIKKEN

A. Tracer experiment op de plaat van Lillo

Als injectiepunt voor dit tracer experiment werd het snijpunt van de top van de zandplaat met het profiel "L" genomen (fig. I/49). De bedoeling van dit experiment was de verbreidingsrichting van het sediment na te gaan. Na één tij bleek hierbij een duidelijke noord-zuid verbreiding op te treden, waarbij een hoofdmaximum ten noorden van het injectiepunt kwam te liggen en twee secundaire maxima ten zuiden ervan. Het feit dat er nog een maxima op het injectiepunt zelf bestond, kan wel buiten beschouwing blijven. De tracer werd immers in een laag uitgespreid welke een zekere dikte had, zodat op het injectiepunt een restfractie achtergebleven is. Moeilijker echter is het een verklaring te vinden voor de noord en zuid maxima.

De eerste beweging welke het tracermateriaal onderging was noodzakelijkerwijze aan het opkomende water gelegen (de tracer werd uitgestrooid bij laag water). Hierbij werd de tracer dus hoofdzakelijk noordwaarts verspreid waarbij het eerste maximum ontstond. Later, wanneer de vloedstroom over de plaat trekt, is er beweging in zuidwaartse richting, waarbij de secundaire maxima ten zuiden van het injectiepunt ontstaat. De ebstroom zal tenslotte opnieuw een hoeveelheid sediment noordwaarts vervoeren terwijl het terugtrekkende water een westwaartse beweging doet ontstaan (backwash). In de schaar, achter de plaat gelegen, is deze laatste laterale beweging niet aanwezig maar treedt eveneens een noordwaartse beweging van het sediment op.

In zijn geheel genomen zien we dus dat er een zekere draaibeweging van het sediment over de plaat aanwezig is. Hierbij ontstaat een dominerende noord-zuid as en een westwaartse verbreiding. In de vloedschaar schijnt niet veel zand van de plaat terecht te komen. Het sediment in deze schaar is trouwens slibrijker en wordt waarschijnlijk vanuit het noorden bij vloed aangevoerd.

B. Tracer experimenten te Rilland

Langsheen het dwarsprofiel Rilland (zie terreinbeschrijvingen fig. II/41) werden twee tracer experimenten uitgevoerd (fig. I/49). De morfologie van deze omgeving is verschillend van deze te Lillo. (cfr beschrijving van de profielen, korrelgrootteverdeling etc...). Beide injectiepunten werden zo gekozen dat één gelegen was tegen de noordelijke helling, terwijl het tweede punt gelegen is in de zandige slibafzetting halfweg het vorig injectiepunt en de schorreklif. De bedoeling is ook hier de verbredingsrichting van de tracer in beide omgevingen na te gaan.

Welnu beide experimenten laten toe enkele gevolgtrekkingen te maken betreffende de sedimentverplaatsing. In eerste instantie zien we dat er een essentieel verschil is tussen beiden. In de zandige-slib omgeving namelijk is de beweging van de tracer zeer gering en uitgesproken lineair. Er is haast geen laterale verplaatsing. Tenslotte merken we nog op dat de verplaatsing in ebrichting duidelijk domineert (het opkomend water heeft hier dus niet veel effect gehad, het is vooral de ebstroom die het sediment meesleurt). Het injectiepunt langsheen de opwelling (in zandmidden) laat, naast een veel grotere verspreiding, tevens een lineaire dominantie in deze verspreiding zien. Ook hier is de ebrichting dominerend. De lineaire verbreding is verder parallel aan de laagwaterlijn (en dus de opwelling) georiënteerd. De laterale verbreding is zowel schorrewaarts als Scheldewaarts even belangrijk. Door het feit echter dat er een dominantie is van de ebbeweging, parallel aan de laagwaterlijn, zien we dat de combinatie van beide bewegingen een waaiervormig openspreiden van het sediment geeft.

Globaal genomen zien we dus dat er voornamelijk een beweging van het sediment parallel met de laagwaterlijn aanwezig is, terwijl er een secundaire komponente loodrecht hierop voorkomt.

Gevolgtrekkingen uit beide experimenten

We kunnen uit beide experimenten volgende gevolgtrekkingen maken:

- de sedimentbeweging op de slikken is het grootst in zandrijke milieus

en zeer gering in slib of zandrijk slib. Het feit dat de tracer te Rilland niet bedekt was door een recente sliblaag doet vermoeden dat ook de sedimentatie van fijn slib niet zo actief is.

- de sedimentbewegingen als gevolg van wash- en backwash (golfwerking) zijn zeer ondergeschikt aan de eb- of vloedstroombeweging. Dit geldt voor alle drie de experimenten.

- Op een zandplaat komt eerder een draaiende sedimentbeweging voor (vgl eveneens Van Veen J. - 1950), terwijl deze op de slikken veel sterker een lineair karakter vertonen, parallel aan de laagwaterlijn.

- de aanvoer van sediment op de slikken is dus voornamelijk het gevolg van een aanvoer in suspensie en afzetting tijdens de stroomkering. Deze afzetting is echter zeer gering. De laterale verfijning moet dus enerzijds een sorterende werking van wash en backwash vertonen. Op een zandplaat daarentegen toont de grotere verplaatsing van de zwaartepunten van de tracerverbreiding waarschijnlijk een belangrijker bodemtransport aan.

3. HYDRODYNAMISCHE VERKLARING VOOR DE RUIMTELIJKE VERBREIDING VAN =====

BODEM EN SUSPENSIESEDIMENT TUSSEN DE RUPELMONDING EN BATH. =====

Wanneer we de korrelgrootte van de bodemsedimenten tussen de Rupelmonding en Bath bekeken, stelden we hier twee uitgesproken maxima in grootte vast, namelijk in de omgeving van Callebeek aan de Rupelmonding (tot grind) en aan de bocht van Bath (tot zeer grof zand). Tussen beide gebieden vonden we een grote verscheidenheid van sedimenten gaande van matig fijn zand tot slib. Het suspensie sediment vertoonde op zijn beurt een analoge verdeling, namelijk een zandrijke suspensie stroomopwaarts van Antwerpen en een zeer zandrijke suspensie tussen Zandvliet en Bath.

De gemiddelde stroomsnelheden, zoals ze weergegeven zijn in Stormvloeden op de Schelde dl 4 (Valcke E. e.a. - 1966) dalen vanaf de Rupelmonding naar Bath. Hier is dus een eerste evidentie voor een

verfijning in de korrelgrootte in dit gebied. Op basis van gegevens van Hjülstrom (1939) en Sundborg and Norman (1963) is het mogelijk dat sedimentpartikels tot 1 à 2 mm nog vervoerd worden aan de Rupelmonding ($\bar{U} = 80$ à 100 cm/sec) en zowat 0,500 à 0,700 mm te Bath ($\bar{U} = 60$ cm/sec). Voor zover we dus alleen met gemiddelde waarden rekening houden is er een zekere overeenkomst. We vinden inderdaad zandkorrels tot 0,500 à 0,700 mm in de Scheldebedding weer. Verder rekening houdend met een dalende gemiddelde stroomsnelheid kunnen we eveneens de sedimentverdeling over de slikken verklaren. Hierbij hebben we vroeger reeds gewezen op "settling- en soourlag" effecten (Van Straaten and Kuenen - 1958) voor de verklaring van slibkoncentraties in dijkwaartse richting. Het korrelgrootteonderzoek van suspensiemonsters in de omgeving van Rilland, evenals de tracerproeven hier uitgevoerd, bevestigen volkomen deze zienswijze. Aan de laagwaterlijn namelijk is het zowel het bodemsediment als het suspensiediment zandrijk en zijn sedimentverplaatsingen vrij intens. (dit zowel als gevolg van wash en backwash, beweging in laterale richting, als van de stroming, beweging parallel aan de stroom). In functie van de stroomkracht wordt hier dus fijn sediment, dat eventueel bij kentering bezinkt, steeds opnieuw uitgewassen en verder dijkwaarts vervoerd. In deze richting zien we dus dat er steeds minder zand in suspensie aanwezig is terwijl anderzijds het bodemsediment bij een normaal tij slechts matig door het stromende water beroerd wordt. Het nieuw bezonken fijn sediment wordt dus zeer moeilijk opnieuw geërodeerd. Een merkwaardige storing van deze progressieve verfijning vormt de schorreklif. Hier heeft men als gevolg van de reliefsprong en de ermee gepaard gaande golfwerking een concentratie van grover sediment. Dit laatste wordt hier aangevoerd in suspensie. Zandkorrels immers, gevat in suspensievlokken kunnen zeer ver getransporteerd worden (Wunderlich - 1969)

Beter dan de gemiddelde stroomsnelheid echter leert de wrijvingsnelheid (U_*) en de daaruit afgeleide schuifspanning ons iets over de sedimentbeweging. In voorgaande hoofdstukken hebben we reeds aangetoond dat deze parameters zeer variabel zijn in functie van tijd en

plaats. We bemerkten nochtans dat een waarde van 3 cm/sec voor de wrijvingssnelheid op de meeste plaatsen overschreden wordt gedurende een vrij belangrijke periode van het tij. De maximale waarde voor de wrijvingssnelheid bedroegen 10 à 12 cm/sec en werden waargenomen in de omgeving van de Ballastplaat. Dit zou dus kunnen uitleggen dat we vanaf deze omgeving in stroomopwaartse richting een dalend zandtransport waarnemen. Zoals we reeds bij de studie van het suspensiesediment opmerkten zijn de wrijvingssnelheden in dit deel van het estuarium voldoende om zandpartikels tussen 150 en 250 μ nog op een voldoende wijze in suspensie vervoeren. Het zijn nu ook deze korrelgrootten welke tussen Antwerpen en Zandvliet op de bodem en langsheen het ganse gebied op de slikken weergevonden worden. Beide waarnemingen zijn dus volkomen met elkaar in overeenstemming. Grover sediment moet dus enerzijds hetzij residueel achterblijven, hetzij salterend of rollend vervoerd worden.

Ook op zandplaten (o.a. profiel Lillo) en langsheen slikken welke aan een schaar grenzen, vinden we korrelgrootten welke gemiddeld rond de 180 μ gelegen zijn. Zowel tracerproeven (Lillo) als waarnemingen met sedimentatiepaaltjes wijzen hier op een vrij intens sedimenttransport.

Uitgaande van vorige waarnemingen veronderstellen we hier een dagelijkse schommeling van enkele cm van het oppervlak. Het zandsediment wordt hier vanuit de schaar over de slikken vervoerd (Van Veen J. 1950)(fig. I/53)(zie ook proeven uitgevoerd op het waterbouwkundig laboratorium te Borgerhout - Sterling A. - 1963). Dit gebeurt zeer waarschijnlijk als suspensie en als bodemtransport. Sommige fenomenen zoals textuur van de zandlaagjes en afwezigheid van rippels pleiten daarbij voor een hoog suspensietransport, over de bodem.

Het feit dat korrels van 180 μ het gemakkelijkst in suspensie vervoerd worden (Inman - 1949) staat verder deze zienswijze. Ook Clifton (1969) wijst op de mogelijkheid van zeer hoge bodemsuspensies (bed flow) voor het ontstaan van de gelaagdheid op het strand. Hij doet hierbij beroep op de aktiviteit van de backwash aks voornaamste transportagent.

Tot nu toe hebben we gezien dat zowel de verdeling van de gemiddelde stroomsnelheden als de wrijvingssnelheid het zandtransport in dit gebied kunnen verklaren. Ook de laterale afzetting van slib op de slikken werd hier op voldoende wijze uitgelegd. In de diepere delen van de Scheldegeul echter treffen we slibvelden aan waarvoor nog geen verklaring gegeven werd.

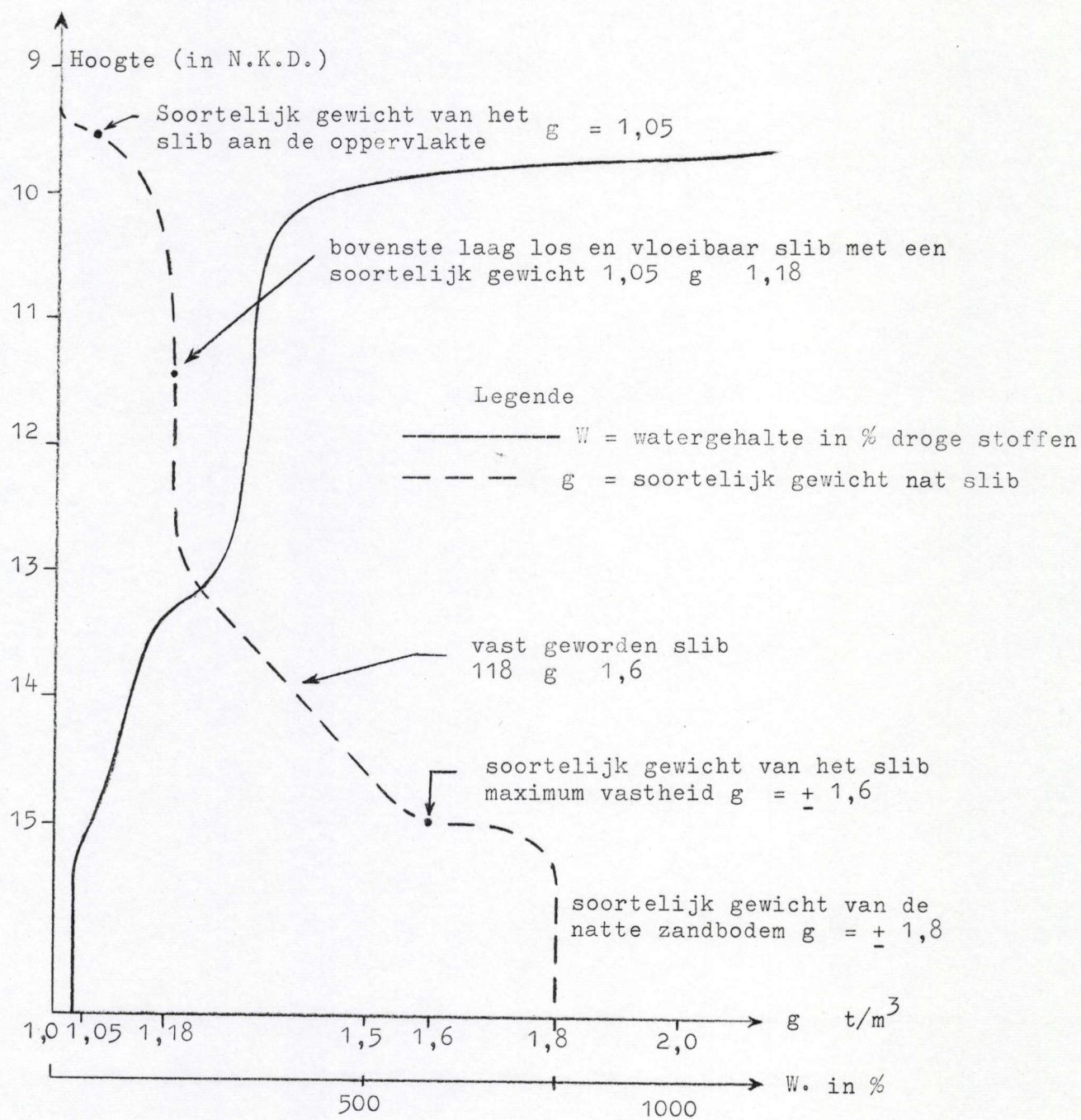
We zagen bij de bespreking van de zoutgradient in de Schelde dat deze zijn laagste waarde bereikt heeft nabij Temse in de zomer en stroomafwaarts van Lillo in de winter. Het is dus logisch te veronderstellen dat het gesuspendeerde slib, aangevoerd vanuit de bovenloop, in dit gebied aan flokulatieprocessen zal onderworpen worden. Op het ogenblik nu dat de aanvoer vanuit de bovenloop maximaal mag geacht worden (namelijk in het voorjaar) zal de zoutgrens zich stroomafwaarts van Antwerpen bevinden en hier dus de afzetting van slib bevoordelingen.. Belangrijker nog dan het zoutgehalte is de aanwezigheid van organische bestanddelen, welke eveneens zeer sterk flokulerend werken.

Welnu ook deze vertonen een maximum tussen Antwerpen en Lillo

(Wollast - 1968) wat de afzetting van slib in dit gebied nog meer in de hand werkt. Eens op de bodem bezonken zal dit geflokuleerd slib vrij vlug een grote graad van kohesie verkrijgen. Dit laatste is afhankelijk van de tijd welke verstreken is tussen de afzetting en de erosie. Is deze laatste niet te groot dan zal gemakkelijk een nieuwe suspensie ontstaan. De nieuw gevormde vlokken echter zullen door aaneenkitting tijdens de afzetting met allerlei organische bestanddelen (onder meer diatomeen, plantrestjes, enzomeer) een groter volume (en dus groter zweefvermogen?) bezitten (Wunderlich - 1969).

De reden waarom dit slib zich bij voorkeur in de passen zal afzetten vinden we bij Leighly J. (1932 - 1934), volgens wie de sedimentatie zich hier bij voorkeur zal voordoen omwille van de lage turbulentiegraad van het water. Lateraal van deze plaatsen gaan we het grovere suspensiemateriaal (in casu fijn zand) aantreffen wat in overeenstemming is met de bodemkonfiguratie in de Schelde.

Zoals we reeds zegden is dit bezonken slib na een zekere tijd vrij coherent. We kunnen ons nu de vraag stellen bij welke stroomsnelheid



dit sediment opnieuw zal geërodeerd worden. Cijfers in verband hiermee zijn slechts schaars voorhanden. Volgens Terwindt, Breusens and Svasek (1967) bedraagt de kritische schuifspanning (τ_c) voor een laminaire zand-klei afzetting zowat 12 dynes/cm^2 (U_* ongeveer 3 cm/sec). Dit is de waarde welke eveneens aangenomen wordt voor de erosie van siltpartikels (20 à 60 μ). Bij Migniot (fig. I/58 B) stellen we verder vast dat slibafzettingen met een samenstelling analoog aan Scheldestlib (dat van de Hamiz of de Fodda) met een dichtheid van 100 à 400 g/l (volgens Peters J.J. - 1968 stemt deze concentratie overeen met het oppervlakteslib uit de Zandvlietsluis, zie schema p 170 geërodeerd worden bij een wrijvingssnelheid van 2 cm/sec . Het vaster geworden slib daarentegen (400 à 1000 g/l) wordt slechts geërodeerd bij wrijvingssnelheden van 2 à 8 cm/sec en hoger. Voor de Schelde betekent dit dus dat we mogen verwachten dat slibafzettingen tot 700 à 800 g/l (reeds een vrij vast slib dus) nog kunnen geërodeerd worden bij maximaal waargenomen wrijvingssnelheden. Vastere sliblagen worden hier echter maar in geringe mate beïnvloed. Spijtig genoeg beschikken we nog steeds niet over voldoende gegevens betreffende de kompaktie en de dikte van de sliblagen om hun erosie nauwkeuriger te kunnen bepalen. Op basis echter van metingen met het echolood, waarbij het mogelijk is sliblagen dikker dan ongeveer 0.50 m te detecteren, vermoeden we dat het slib in de Scheldegeul vrij zelden deze dikte zal bereiken.

Enkele metingen nochtans, uitgevoerd in de omgeving van de toegangsgeulen tot de Zandvlietsluis en Boudewijns sluis, werpen enig licht op dit eerder complexe probleem. Op beide genoemde meetplaatsen konden we duidelijk waarnemen dat op een bepaald ogenblik van de vloedstroom een dichte suspensiewolk langs de noorzijde van de toegangsgeul stroomde. Deze suspensiewolk nu had zeer duidelijk zijn aanknopingspunt boven een slibveld zoals aangetoond wordt in fig. I/52 en II/107, opgesteld aan de hand van verscheidene metingen. Dit leert ons dus dat op een bepaald ogenblik van de vloed het slib uit de stroomgeul in suspensie gebracht wordt en verder getransporteerd. Het feit dat deze dichte suspensie werkelijk vrij snel optrad doet ons veronderstellen dat de erosie van het slib geen geleidelijk verschijnsel is, maar wel plots en zeer intens ingrijpt. Een analoog verschijnsel werd ook in de

Gironde waargenomen (Allen - Klingebiel - de Resseguier, 1970).

Postma - 1969, en ook Wunderlich - 1969 vermelden deze "Trübungs-
welken", waarbinnen zeer veranderlijke densiteiten optreden (zie
hieromtrent de metingen te Oosterweel). Het
zijn deze suspensiewolken welke we ook reeds bij de beschrijving
van de suspensievertikalen boven slib besproken hebben. Karakteris-
tiek aan deze suspensies is dat zij tot 70% van de diepte kunnen rei-
ken, innerlijk zeer grote dichtheidsverschillen kunnen vertonen
(wat met hun flokulatiestant samenhangt) en een zeer uniforme korrel-
grootteverdeling in de siltfractie hebben. Dit laatste dan in tegen-
stelling tot het slib aangetroffen op de slikken.

Dit onderscheid tussen beide milieus kan verklaard worden door het
sedimentatie en erosiemechanisme. Waar in de stroomgeul een sedimen-
tatie "en masse" uit een dichte suspensiewolk optreedt en een meer
koherente sliblaag afgezet wordt, zijn de concentraties op de slikken
veel geringer en is er een grotere neiging tot differentiele sedimen-
tatie. Verder worden bij nieuwe erosie op de slikken de afgezette
suspensievlokken opnieuw in hun samenstellende bestanddelen geschei-
den en kunnen bepaalde frakties in functie van de transportagent,
uitgewassen worden (Wunderlich - 1969; Reineck und Wunderlich - 1969).
Dit uiteenvallen der suspensievlokken kan eveneens reeds bij de af-
zetting plaats vinden. Hiervan is echter niets merkbaar bij de meer
koherente suspensiewolken in de stroomgeul. De coherentie van het
slib in de stroomgeul uit zich dus in zekere zin nog nadat het slib
reeds geërodeerd werd. Het is ook op deze wijze dat slibvelden zich
kunnen verplaatsen langsheen de geul. Een ander voorbeeld van der-
gelijke verplaatsing vinden we terug in de aanslibbing van het bouw-
dok van de E3-tunnelelementen, waar de bodemconfiguratie zodanig
werd veranderd omwille van de werken dat slibaanvoer sterk in de hand
gewerkt werd. Normaal zou men hier eerder een zandige sedimentatie
verwacht hebben. (cfr profiel Galgeweel). Hiermede zien we dan tevens
een ander aspect van de sedimentatie in de stroomgeul, namelijk het
feit dat zand en slibvelden naast elkaar gelegen zijn, een verdeling
welke eveneens in de dichtheid van de suspensies weerspiegeld is.

Wat het slib betreft hebben we reeds gewezen op de grote coherentie van dit materiaal zowel op de bodem als in suspensie. We veronderstellen dan ook dat, wanneer de stroomsnelheid opnieuw daalt, de ganse suspensie zal bezinken om eventueel een nieuw slibveld te vormen. Een klein gedeelte van dit materiaal kan in de bovenste waterlagen terecht komen (uniforme suspensie) en vandaar verder zee-waarts vervoerd.

Het zand echter dat als bodemtransport aan de rand van een sliblaag aangevoerd wordt zal hierin gevangen worden (o.a. Berthois L - 1960). Ook het zand in suspensie heeft weinig kans om doorheen een dichte slib-suspensie te migreren zonder in het netwerk van geflokuleerd sediment gevangen te worden. De toevoer van zand in suspensie anderzijds zal erosie van dit slib in hoge mate bevorderen (Berthois - 1960; Kuunen and Sengupta- 1970) terwijl anderzijds wanneer dit zand samen met het slib sedimenteert, slechts weinig aan de eigenschappen van dit slib veranderd wordt (volgens Migniot - 1968 mag men tot 30% zand toevoegen zonder iets aan de erosie-eigenschappen te veranderen; bij hoger zandgehalte zal de erosie vergemakkelijkt worden).

Boven zand echter bemerken we tevens dalende sedimentkoncentraties. Hier zal dus een segregatiefenomeen van de slibvlokken, zoals waargenomen op de slikken, kunnen optreden en het slib dat samen met het zand bezinkt zal bij een volgend tij gemakkelijk opnieuw uitgewassen worden.

Tot slot van dit overzicht van de sedimentdynamiek verwijzen we nog naar een overzicht van de suspensiekoncentraties in de Schelde, tussen de Rupelmonding en de Belgisch-Nederlandse grens. (fig. I/20 - I/31). Hieruit blijkt vooral dat bij eb een "vooruitschrijdende" zone met hoge suspensiedichtheid voorkomt. Deze reikt echter nooit voorbij Zandvliet, maar blijft vooral lang bestaan in het gebied Antwerpen, Fort Frederik. Brengen we dit in verband met hetgeen voorafiging, namelijk de relatie bodem-suspensie, dan zijn wij eerder geneigd deze "vooruitschrijdende" suspensiewolk te interpreteren als het vooruitschrijden van een zone waarin de slibbodem geërodeerd wordt. Het is dus niet gans juist, van deze wolk in verband te brengen met een aanvoer van sediment vanuit de bovenloop, noch met een belangrijke sedi-

mentverplaatsing over grotere afstand. Een verdere aanwijzing hiervoor vinden we in een meting van suspensiedichtheid aan de oppervlakte verricht na een hoog bovendebiet, op 23/12/66. Rond hoog water te Antwerpen zijn de suspensiewaarden tussen de Rupelmonding en Antwerpen zeer laag (minder dan 20 mg/l). Een weinig later nochtans treedt een zeer snelle toename in de suspensiedichtheid op. In de veronderstelling dat deze hogere suspensies door de ebwaters zijn aangevoerd, zou dit betekenen dat op punt 11 (fig. I/54), dat zowat 7 km stroomafwaarts van punt 1 gelegen is, het sediment daar aangevoerd wordt met een snelheid van meer dan 2 m/sec (kentering op punt 1 trad op rond 14h06, terwijl we rond 15h00 op punt 11 waren, dit maakt dus zowat 7 km in 1 uur of ongeveer 2 m/sec). Dit is mogelijk wat de grootteorde van de stroomsnelheden in de Schelde betreft, maar hoe dan te verklaren dat we naar Antwerpen toe steeds hogere suspensiedichtheden aantreffen. We verplaatsen ons immers per schip aan een snelheid van ongeveer 4m/sec en dit is beslist te hoog voor de verplaatsing van het sediment. Een lokale aanrijking tengevolge van bodemerosie wijst zich hier dus aan.

Dit verklaart verder eveneens waarom de suspensiewolk zeer lang aanwezig blijft in het gebied, Antwerpen - Fort Frederik en waarom ze ook niet voorbij Zandvliet komt.

Tot besluit van dit hoofdstuk willen we erop wijzen dat de sedimentbeweging in de Schelde-bedding tussen de Rupelmonding en Antwerpen in grote mate beïnvloed wordt door erosie en sedimentatie van lokale sedimenten. (dit werd aangetoond voor slib, maar ook de zandafzettingen blijken vooral een lokale herkomst te bezitten zoals uit een studie van mikrofossielen in de omgeving van Antwerpen blijkt). De aanvoer van sediment vanuit de bovenloop (geraamd op ongeveer 1 miljoen ton) doet niet anders dan dit slibpatrimonium aanrijken. Anderzijds zien we dat vanuit Bath zand stroomopwaarts vervoerd wordt. Het gesuspendeerde sediment dat zich in de bovenste 20% à 30% van de diepte bevindt, wordt misschien door het spel van het getij zeewaarts vervoerd, voor zover althans ook dit niet tengevolge van flokulatie bezinkt.

DEEL 3.
=====

BESLUITEN.

BESLUITEN

Bij het inzetten van deze studie hebben we eerder willekeurig het te bestuderen areaal begrensd tussen de samenvloeiing Schelde-Rupel en de bocht van Bath. De redenen hiervoor waren meer van praktische aard. Bij het verzamelen van het feitenmateriaal nu blijken deze grenzen tevens een feitelijke morfologische en sedimentologische betekenis te vertonen. Aan de bovengrens vormt de "cuesta van Boomse klei" een natuurlijke erosiebasis terwijl de benedengrens overeenstemt met de meest recente aftapping van de oudste Schelde-loop door een West-Oost gerichte zeearm. Zoals we nu hebben aangetoond onderscheiden minstens een drietal aspecten dit deel van de hoger en lager gelegen gebieden van het bekken. Het eerste hiervan is een geleidelijke verbreding van de natte sekte, welke meer uitgesproken is dan in de bovenloop en merkkelijk minder dan in het stroomafwaartse gedeelte. Verder hebben we een toenemende complexiteit van de geulstructuur. De hoge waarden van de slikken en de afwezigheid van zandplaten in de bedding zijn hier een punt van onderscheid met het stroomafwaartse gedeelte, terwijl vanaf hier de weg gevolgd door eb- en vloedstroom verschillend is en samen met het ontstaan van een scharensysteem het onderscheid kan gemaakt worden met het stroomopwaartse deel van het bekken.

Fysico-chemisch tenslotte wordt het gebied gekenmerkt als de zone waarin de nultgrens van het zoutgehalte van zomer tot winter op en af migreert (er worden hier tevens de hoogste verschillen in zoutgehalte per tijd genoteerd voor het ganse estuarium). In tegenstelling dus tot het zoetwatermilieu van het bovenloopse gedeelte en het brak tot zout milieu van het stroomafwaartse deel hebben we hier in de winter een zoetwater midden (met alleen een dynamisch tijd) en in de zomer een brakwater midden (met een zout tijd). Dit laatste is sedimentologisch zeer belangrijk omdat het contact zoet water - zout water sterk flokulerend op het sediment inwerkt en dus sedimentatie bevordert.

Op basis van de talrijke uitgevoerde sedimentanalyses blijken de sedimenten van dit gedeelte van het estuarium steeds binnen bepaalde korrelgroottegrenzen gelegen te zijn. Zo vinden we praktisch geen zand grover dan 1000 mikron, tenzij in de stroomop- en stroomafwaartse grensgebieden (de mediaanwaarde situeert zich tussen 300 mikron en enkele tientallen mikrons).

Het gebied wordt dus als een uitgesproken sedimentval voor fijner sediment gekenmerkt. Dit uit zich voornamelijk in de langgerekte slibvelden welke in de geul aangetroffen worden.

Zo komen we op de bespreking van een ander sedimentologisch aspekt namelijk het gebruik van de term "slib". We hebben in de loop van deze studie het slib kunnen definiëren als een los sediment dat op het gebied van korrelgrootte vrij verscheiden van samenstelling kan zijn (het bevat steeds minder dan 30% zand en meer dan zowat 10 à 15% klei en steeds, voor de Schelde althans, minder dan 50% klei. De laatste fraktie wordt gekenmerkt door de aanwezigheid van een belangrijke hoeveelheid kleimineralen (gehydrateerde Al-silikaten). Verder hebben we steeds een hoog watergehalte, hoog gehalte aan organische bestanddelen en voor de Schelde tevens het hoogste kalkgehalte van de aanwezige sedimenten. Het wordt verder nog gekenmerkt door zijn lichte pakking, en zijn koherente en viskeuze eigenschappen. Zijn specifieke eigenschappen ontleent het slib voornamelijk aan de aanwezigheid van de kleimineralen, organische bestanddelen en zijn watergehalte. Bij de indeling van de sedimenten naar hun korrelgroottestructuur wordt met ~~deze~~ term dan ook nooit rekening gehouden. Een indeling nochtans, deze van SINDOWSKI (1961), is in dit opzicht zeer doelmatig gebleken zoals we bij het gebruik van terreinbenamingen en laboanalysen hebben kunnen aantonen. Volgens deze indeling behoren de Scheldesedimenten tot de groepen : "Sand", "Schlickiger Sand", "sandiger Schlick", "Schlick", "toniger Schlick".

Opmerkelijk daarbij is dat de siltfraktie (62 - 2 μ) en de kleifraktie (kleiner dan 2 μ) steeds in ongeveer gelijke mate aanwezig zijn zodat "siltiger Schlick" slechts matig, en "stark toniger Schlick" niet aangetroffen worden.

Uit het korrelgrootteonderzoek blijkt verder de sorteringsgraad te variëren tussen $S_o = 0$ en 3.0. Deze waarde stijgt verder naarmate meer silt en klei aan een zandsediment met lage sorteringswaarde toegevoegd wordt. Deze waarneming sluit zeer goed aan bij de vaststelling van Inman, 1949 volgens wie een sorteringsoptimum zich zou voordoen voor sedimenten met een mediaan rond 180 μ . De scheefheid van deze sedimenten is slechts uitzonderlijk negatief en eveneens afhankelijk van de hoeveelheid fijn sediment aanwezig.

Het slib uit het estuarium heeft een hoge sorteringswaarde (S_o groter dan 2.4) en een uitgesproken positieve scheefheid.

Het is dan zeker niet uitsluitend zo dat een positieve scheefheid wijst op een sedimentatie als gevolg van een oscillerende golfbeweging (Friedman, 1962). Een verder vergelijk van de sedimentmonsters uit de geul van de Schelde met deze genomen op de slikken toont duidelijk de verschillen aan welke tussen beide milieus bestaan. Als eerste verschil hebben we het onderscheid in maximale korrelgrootte. Het sediment grover dan 250 μ komt in belangrijk hogere procenten voor in de stroomgeul en is eerder accessoirisch op de slikken aanwezig. Daar waar grovere korrels toch op de slikken aangetroffen worden (bv Ketelplaat) was dit het gevolg van het storten van baggerspecie uit de stroomgeul en had het niets met een natuurlijk proces te maken. Een tweede onderscheid kan gemaakt worden op basis van de evolutie welke we in de knikpunten (methode van VISHAR) van de kumulative verdelingskrommen aangetoond hebben. In de stroomgeul is een knikpunt aanwezig tussen 300 en 250 μ dat de traktiepopulatie scheidt van het salterende, fijnere, sediment. Dit treffen we alleen aan op de benedenslikke en zoals we reeds zagen is de traktiepopulatie hier slechts in ondergeschikte mate aanwezig. Het knikpunt in de fijne zandfractie, dat zich ergens rond 120 à 100 μ situeert, vertoont een verschillende evolutie bij toevoegen van grotere hoeveelheden fijn sediment naargelang de vindplaats. Op de slikken namelijk toonden we aan dat bij een verhoging van het silt en kleigehalte dit knikpunt procentueel lager komt te liggen en daarbij tevens naar de fijnere korrelgroottefrakties verschoof. Totaal anders is het gesteld bij de sedimenten uit de stroomgeul. Hier heeft een vermeerdering van silt en kleigehalte alleen een procentuele verlaging van het knikpunt tot gevolg, terwijl het steeds rond dezelfde korrelgrootte gesitueerd blijft. Deze waarnemingen zijn het gevolg van het feit dat, zoals we eveneens aangetoond hebben en in overeenstemming is met wat reeds in andere estuaria waargenomen werd, op de slikken een graduele verfijning waarneembaar is in dijkwaartse richting. Hierbij schuift de modale waarde van de korrelgroottepopulatie in de zandfractie geleidelijk op naar de fijnere frakties. Deze overgang komt niet voor in de Scheldegeul. Naast het slib hebben we daar zandafzettingen, terwijl beide zich wel kunnen vermengen, maar de modale waarde in de zandfractie blijft min of meer ongewijzigd. Zowel het fenomeen op de slikken als dit in de geul houdt verder verband met veranderingen in transportkracht (stroomsnelheid) welke op de slikken dijkwaarts progressief afneemt, daarentegen in de geul voor alle punten in gelijke mate evolueert.

Een progressieve afname doet zich hier alleen voor in de lengterichting van de geul en dit zowel van de Rupelmonding stroomafwaarts als van Bath stroomopwaarts.

De transportkracht is hier steeds voldoende hoog om een hoeveelheid sediment boven 250 mu aan te voeren zodat de modale korrelgroottepopulatie in de zandfractie in feite niet sterk verschuift.

Een uitzondering op de graduele verfijning in dijkwaartse richting op de slikken zijn de grovere schorreklifsedimenten. Dit grovere sediment wordt hier voornamelijk in suspensievlokken gevangen aangevoerd en geraakt zo voorbij de toenemende slibafzetting. De reliefsprong welke de schorreklif vormt veroorzaakt sedimentatie van dit zand, terwijl ook de plotse toename in plantengroei het grovere sediment gevangen houdt. Verder concentreert de golfactiviteit zich op de klif en erodeert deze waarbij het grovere sediment ofwel aan de voet van de klif achterblijft ofwel op de klif geworpen wordt. De transportkrachten in deze omgeving zijn echter te klein om het zand opnieuw weg te voeren, het blijft dus residueel achter.

Een overgang tussen geul en slikkesedimenten vinden we terug in de schaarsystemen en de daaraangrenzende zandplaten. We bemerken dat hier vanuit de geul een geleidelijke verfijning in sediment naar de slikke toe optreedt.

Ook de siltfrakties vertonen verschillen tussen slikken en geulsedimenten. De ratios tussen de verschillende siltfrakties namelijk vertonen op de slikken een grotere verscheidenheid zowel tussen de frakties onderling als tussen de monsters. In de geul daarentegen vinden we een zekere uniformiteit. De vooropstelling van sommige auteurs als zou deze uniformiteit toe te schrijven zijn aan een verschil in zoutgehalte en daarmee gepaard gaande flokulatie van het suspensiesediment moeten we hier dus aanvullen. Niet alleen het zoutgehalte is belangrijk, want dis is zowel voor de slikken als voor de geul in het beschouwde gebied ongeveer gelijk, maar tevens de sedimentconcentratie en de daarmee gepaard gaande flokulatiegraad.

Is deze zeer hoog dan wordt de coherentie van het slib sterk bevorderd ten overstaan van de desaggregatiekrachten (turbulentie) en treedt een grote uniformiteit in de slibafzetting op. Is echter de sedimentconcentratie lager (op de slikken) dan kunnen de suspensievlokken bij sedimentatie of erosie in de hun samenstellende bestanddelen gescheiden worden wat tot een grotere variabiliteit in de slibafzettingen aanleiding geeft. Het is dus in feite niet mogelijk op basis van de siltratio's een onderscheid te maken tussen mariene en continentale sedimenten.

Veeleer leren deze ons iets over de suspensiedichtheid waaruit de slibafzetting gevormd werd.

Ten slotte zijn de slikke en geulsedimenten in het Schelde-estuarium tevens mineralogisch van elkaar te onderscheiden. Zowel het hoornblende als het zirkoongehalte zijn op de slikken merkkelijk hoger. Deze verschillen in de anders vrij uniforme zware mineralen samenstelling moeten toegeschreven worden aan korrelgrootteverschillen tussen beide milieus. Het gehalte aan hoornblende blijft verder toenemen tot in de poldersedimenten. Dit is met een toenemende sedimentatie van fijner sediment in overeenstemming.

Mineralogisch is er tenslotte nog het probleem van de karbonaten, waarvoor we tijdens deze studie geen afdoende verklaring hebben kunnen vinden. Het kalkgehalte neemt toe naarmate meer fijn sediment aanwezig is. Voor een gelijk gehalte aan fijn sediment zien we echter het kalkgehalte stroomopwaarts sterk dalen.

Uitgaande nu van het feit dat de oudste estuariene sedimenten kalkloos zijn (Masschaupt, Van Rummellen) kunnen we dus tot een progressieve toevoer in kalk met de tijd besluiten. Worden nu echter oudere kalkloze estuariene sedimenten geremanieerd en vermengd met kalkrijkere jongere sedimenten dan kan een gradient ontstaan zoals deze welke we waarnemen. Het feit nu dat deze gradient zeewaarts gericht is doet ons besluiten tot een mariene herkomst voor deze kalk. Er ontbreken echter voldoende argumenten om hieromtrent volledige zekerheid te hebben. Hiervoor is een meer diepgaande studie aangewezen.

Naast de studie van het sediment en het sedimenttransport hebben we eveneens een uitgebreide studie van de makroskopisch waarneembare structuren, welke het sediment aanneemt, zowel tijdens als na de vorming van sedimentlagen, uitgevoerd.

Verschillende aspecten van deze studie blijken zeer belangrijke inlichtingen te kunnen verschaffen bij een eventuele rekonstruktie van het dynamisch sedimentologisch aspect in een paleomilieu. Zo zijn factoren als de tijbeweging, stroomrichting en in zekere mate de snelheid, evenals de waterdiepte, helling van de slikke, onderscheid tussen slikke en schorre en zelfs het klimaat, afleidbaar uit verschillende structurele kenmerken.

De tijbeweging is afleesbaar uit de aanwezigheid en orientatie van rill-marks, of nog loopsporen van vogels. Andere structuren geven naast de tijbeweging nog aan dat de fossilisatie onmiddellijk na het opkomen van de vloed plaats vond. Deze structuren zouden anders zeer waarschijnlijk vernield zijn geworden. We vermeld-

den hier bijvoorbeeld afdrukken van ijsnaalden en afgevlakte rippels. Ook het tongetje dat op de kam van gofrrippels weergevonden wordt, en ontstaat bij zeer lage waterstand, is hier een typisch kenmerk. Sommige vervormingen van rippels naast geulen geven een vrij gedetailleerd beeld van het ritme van het dalend water. Andere kenmerken weer wijzen op een eerder langdurige periode van droogvallen (bv. droogtespleten).

Verder is de stroomrichting te bepalen aan de hand van stroomrippels, terwijl de golfbeweging en de golfhoogte tot uiting komen in golfrippels. Het onderscheid tussen beide soorten rippels is zeer duidelijk te maken op : basis van de symmetrieindices. Dit is zeer belangrijk bij de interpretatie in het paleomilieu. Rhomboidale rippels, en waarschijnlijk ook maanvormige rippels wijzen op vrij grote stroomsnelheden, terwijl complexe rippelvormen aanduiden dat de stromingen en golfbewegingen of combinaties van beide, uit verschillende richtingen simultaan of kort achter mekaar optraden. Ook dit laatste punt geeft belangrijke informatie over de morfologie van de omgeving waarin de rippels ontstonden (aanwezigheid van hindernissen, kleine opwelvingen enz.) Tenslotte is de orientatie van *Mya arenaria* schelpen beduidend voor de richting van de overheersende stroming of waterbeweging. Verdere indicaties over de sedimentdynamiek vinden we in de verschillende gelaagdheidstypen. De meeste gelaagdheden zijn het gevolg van een eerder lange periode van opeenvolgende sedimentatie en erosie (Umarbeitungsabfolge, Reineck und Wunderlich) (1969) en geven niet juist de sedimentaanvoer op een gegeven ogenblik, dat van hun afzetting, weer. Er is dus een zekere omzichtigheid geboden wat betreft de interpretatie van de duur van de afzetting en de omstandigheden. Dit sluit echter niet uit dat we op basis van een vergelijkende studie van gelaagdheden tot een duidelijke zonatie en dynamische interpretatie van een paleomilieu kunnen komen (zie fig.1/55).

Aanduidingen over de lokale morfologie (helling van het oppervlak bijvoorbeeld) vinden we in de aanwezigheid en afmetingen van sommige rippelsoorten als bijvoorbeeld rhomboïdale rippels of back-wash rippels. Ook het afvlakkingsfenomeen of het uitwissen van rippels geeft een aanwijzing over de helling. Het onderscheid slikke-schorre is aantoonbaar onder meer aan de aanwezigheid van talrijke wortelresten, een nodulaire structuur van het sediment, afwezigheid van talrijke schelpen in de geulen, waar integendeel meer veenbrokken voorkomen, de gelaagdheid van de geulen zelf of typische oeverwalstructuren.

Een intense bioturbatie is meer een slijkekenmerk dat niet op de schorre weergevonden wordt. Op grotere schaal is de zandrijkere schorreklif wanneer we dit tenminste fossiel zouden weervinden, een belangrijke morfologische indikator.

Tenslotte geven sommige structuren zelfs klimatologische aanduidingen als bijvoorbeeld ijsnaalden of regendruppels.

Tot slot van deze paragraaf willen we nog wijzen op enerzijds het feit dat we ons bewust zijn van de onvolledigheid van de lijst der tot nu toe waargenomen structuren en anderzijds op de vaststelling dat het besproken milieu niet dezelfde rijkdom bezit als analoge milieus elders beschreven (vergelijk in dit opzicht fig. I/55 waarin we syntetisch de verschillende soorten rippels, graafdieren en gelaagdheden die we hebben aangetroffen, weergegeven hebben, met gelijkaardige figuren opgesteld door Reineck, (1970)). Dit brengt ons op de gedachte dat, nu in de verschillende estuaria sedimentstructuren bestudeerd werden, meer vergelijkende studies zouden moeten verricht worden. Het is zeker dat men op basis hiervan tot een meer gedetailleerd onderscheid in het estuariene milieu zal komen. Dit valt echter buiten het kader van deze studie.

De resultaten van het onderzoek van de bodemsedimenten en sedimentstructuren kunnen slechts volledig begrepen worden wanneer ook het sediment dat zich in transporttoestand bevindt gekend en verklaard is.

De studie nu van het suspensietransport in het beschouwde gebied heeft enkele duidelijke karakteristieken aan het licht gebracht. Zo konden we aantonen dat de suspensiedichtheden hun hoogste waarde bereiken tussen Antwerpen en Fort de Parel, terwijl vooral in de onderste waterlagen, suspensiedichtheden tot 5000 en zelfs 10.000 mg/l kunnen voorkomen. Deze hoge troebelheden worden voornamelijk waargenomen boven slib en in mindere mate boven zand.

Een volgende belangrijke vaststelling in het slibtransport is de aanwezigheid van echte dichte suspensiewolken die elkaar opvolgen en duidelijk een zekere samenhang in deze slibsuspensies te kennen geven. Dit bestaat niet waar het sedimenttransport zandrijk is en de suspensiekoncentratie gelijkmatig verloopt. We zien dus op deze wijze een eerste zonering van het sedimenttransport daar waar in een dwarssectie zand en slibafzettingen naast elkaar aangetroffen worden.

Voorbij Fort de Parel, naar Zandvliet toe, is er een opmerkelijke daling in de suspensiedichtheid.

Wordt de suspensiedichtheid bekeken in functie van het tij, dan stellen we vast dat voor een gemiddeld tij de laagste troebelheden over het ganse gebied voorkomen rond tijkentering eb te Antwerpen (3h na hoog water te Vlissingen). De suspensiedichtheden bedroegen op dat ogenblik in 1967 een weinig meer dan 250 mg/l. Gedurende de ganse eb periode die daarop volgt treedt een duidelijke suspensietoename op die zich vanaf de Rupelmonding stroomafwaarts voortplant. Bij kentering vloed komen hogere waarden voor dan bij ebkentering maar lager dan gedurende eb. Gedurende de daaropvolgende vloed stijgt de suspensiedichtheid opnieuw maar in mindere mate dan bij eb. Daarbij komen nu gescheiden zones met maximale waarden voor tegen één aaneengesloten zone bij eb. Metingen verricht bij hogere tijamplitudo's tonen verder aan dat boven slibvelden de suspensietoename aanzienlijk is en ook rond tijkentering eb hogere waarden gevonden worden. Het hoger vermelde minimum is dus aan gemiddelde en lage amplitudo's gebonden.

Uit al deze metingen blijkt een meer intens slibtransport te bestaan bij eb dan bij vloed en dit vooral bij hogere tijamplitudo's. Naast de horizontale verschillen in suspensie hebben we eveneens een verschil volgens de vertikale suspensieverdeling kunnen aantonen naargelang het slib of zandtransport betrof.

De suspensietoename welke zich in functie van het tij voordoet en bij zand tot de onderste 10% van de diepte beperkt blijft, reikt tot op 70% van de diepte bij slib. Het zand plaatst zich dus vooral salterend voort als afzonderlijke sedimentpartikels terwijl het geërodeerde slib zich voordoet als grotere vlokken welke uit de sliblaag loskomen, een groot zweefvermogen bezitten en door de turbulente stromingen hoog opgestoten worden.

Reeds hoger hebben we het wolkenvormig aspekt van deze slibsuspensies aangehaald. We kunnen nu dus verder besluiten dat binnen deze wolken, bij hoge suspensiedichtheden, de vlokken onderling nog een zekere samenhang zullen vertonen. Deze waarnemingen zijn in overeenstemming met de korrelgrootte studie van de suspensie en bodemsedimenten. Boven de zone met salterende zandpartikels, of wolkvorimige slibsuspensie, komt een homogene suspensielaag voor, waarin de dichtheden nooit veel hoger reiken dan 300 mg/l en de variatie met de tijd klein is. Het is deze uniforme suspensielaag welke met het tij heen en weer gevoerd wordt. Het is ook uit deze uniforme suspensie dat het sediment op de slikke zal afgezet worden.

Samenvattend kunnen we dus het sedimenttransport in de Schelde indelen volgens een bodemtransport dat vooral boven zand merkbaar is en op basis van het korrelgrootteonderzoek maximum rond de 20 à 30% bedraagt, en een suspensietransport. Dit laatste is tweeledig. We zien namelijk een graduele zeer dichte suspensie met grote dichtheidsverschillen optreden vanaf de bodem tot in de onderste 70% van de waterdiepte boven slib en een homogene suspensie met geringe dichtheid en kleine dichtheidsverschillen in de bovenste waterlagen. Deze indeling in twee suspensies volgt eveneens uit het korrelgrootteonderzoek (metode van Passega). Hieruit blijkt tevens dat deze transportvorm domineert in het beschouwde gebied.

De korrelgroottesamenstelling nu van het suspensiesediment laat toe het zo juist besproken beeld nog te verruimen. Er bestaat namelijk een vergroving van de bodemsuspensies in stroomopwaartse richting vanaf Antwerpen en in stroomafwaartse richting vanaf Fort Frederik. Tussen beide punten komen eerder zandarme (minder dan 20% zand) suspensies tegen de bodem voor. Volgens een verticale is er steeds een verfijning in korrelgrootte naar de oppervlakte toe. Deze is natuurlijk het meest uitgesproken boven zandafzettingen. Zandkorrels tot 180 mikron zijn in het centrale gebied slechts voor enkele procenten (maximaal 6 à 10%) aanwezig. Het grovere sediment wordt hier dus voornamelijk rollend en salterend vervoerd. In de stroomop- en stroomafwaartse gedeelten komen deze zandpartikels (180 μ) tot meer dan 20% voor in de onderste suspensielagen en zelfs voor 5 à 20% tot aan de oppervlakte.

We kunnen dus globaal besluiten dat het zandtransport vooral gesitueerd is tussen de Rupelmonding en Antwerpen enerzijds en nog meer uitgesproken tussen Bath en Fort Frederik anderzijds.

Tussen beide komt een centrale zone voor waar het sedimenttransport steeds fijnere partikels betreft. Dit is in overeenstemming met wat reeds aan de hand van de bodemsamenstelling gezegd werd. Het ganse tussen gelegen gebied doet zich als een sedimentval voor steeds fijner sediment voor. (ook de gemiddelde stroomsnelheden volgens een dwarssektie dalen in dit gebied).

De korrelgroottesamenstelling van het gesuspendeerde slib vertoont verder dezelfde homogeniteit in samenstelling als ook voor het bodemslib vastgesteld werd. We zagen reeds dat dit te wijten is aan de hoge flokulatiegraad in een dichte suspensie waarbij de vlokken niet meer in de hun samenstellende bestanddelen gescheiden worden.

Zandkorrels nu welke in kontakt komen met deze slib suspensies zullen in dit netwerk gevangen worden, waarbij dus de randzone van een sliblaag aan zand aangerijkt wordt. Door de voortdurende hersuspendering echter van dit slib zal vlug een algemene homogenisatie binnen de sliblaag volgen. Wanneer daarentegen slib sedimenteert op plaatsen met lagere sedimentconcentratie, of in een zandrijke omgeving, kunnen de suspensievlokken als gevolg van de erosie in de hun samenstellende bestanddelen gescheiden worden. Dit verklaart waarom zandafzettingen en slibvelden in de geul vrij scherp van elkaar gescheiden blijven.

Deze hersuspendering van het slib is zeer gemakkelijk in de Schelde te verwezenlijken gezien de hoge wrijvingssnelheden welke hier waargenomen werden. Waarden voor U_* van 3 à 4 cm/sec, noodzakelijk voor de erosie van de sliblagen, worden vrijwel steeds en gedurende geruime tijd overschreden.

We kunnen nu tot een globaal beeld van het sedimenttransport in het bestudeerde gebied overgaan.

Vanuit de bovenloop wordt zowel zand (salterend en in suspensie) als slib (in suspensie) aangevoerd. Deze aanvoer is uiteraard het grootst op het ogenblik dat de bovendebieten hun hoogste waarde bereiken. In die periode zien we tevens dat de zoutgrens zich stroomafwaarts van het bestudeerde areaal bevindt zodat flokulatie bij het in kontakt komen met zouter water de sedimentatie van slib zal bevorderen. Daarbij komt nog dat een hoge aanvoer van organische produkten in dit gebied sterk koagulerend zal werken. Er vormen zich dan slibvelden juist in die zone waar de zoutgrens op en af migreert. De afzetting van deze slibvelden doet zich daar voor waar de turbulentie van het water het laagste is (LEIGHLY). We kunnen hier aan toevoegen dat deze slibvelden vooral zullen gevormd worden vanuit de onderste waterlagen met hoge suspensiedichtheden, welke we vanaf de Rupelmonding, stroomafwaarts waargenomen hebben.

In periodes met lage bovendebieten, wanneer de vloed sterker landinwaarts dringt kunnen we vanuit de bocht de bocht van Bath een stroomopwaarts afnemend zandtransport waarnemen (zowel salterend als in suspensie). Dit zand, afkomstig uit de West - Oost gerichte zeearm dringt het estuarium binnen tot waar een grotere slibuitbreiding als natuurlijke zandvanger optreedt en verdere migratie tegenhoudt. Het zand kan nu alleen nog maar naast de slibvelden, ofwel gevangen in suspensievlokken verder stroomopwaarts gevoerd worden.

Een belangrijk suspensietransport doet zich tevens voor in de bovenste waterlagen. De dichtheden zijn hier gering en het sediment fijner dan 250 μ . Vanuit deze uniforme suspensielaag worden de sedimenten op de slikken en de schorren gevoerd en verder eveneens door het spel van eb en vloed zowel stroomaf- als stroomopwaarts verplaatst. Tussen deze uniforme suspensielaag en de bodemsedimenten bestaat zeer waarschijnlijk een voortdurende uitwisseling. Zowel in de dichtheid als in de samenstelling echter zijn beide van elkaar te onderscheiden.

Uit hetgeen voorafging kunnen we nu besluiten dat de herkomst van deze afzettingen voornamelijk in de bovenloop van de Schelde gelegen is en dat in overeenstemming met andere auteurs (BAAK, CROMMELIN, DE GROOT) slechts een kleine fraktie stroomafwaarts voorbij Bath vervoerd wordt. Vanuit de zeearm echter migreert wel zand in stroomopwaartse richting. Het is echter moeilijk uit te maken hoever dit in het estuarium binnendringt. De nauwe samenhang tussen de sedimenten te Antwerpen en de tertiaire ondergrond (foraminiferenonderzoek) doet eerder vermoeden dat de stroomopwaartse migratie van zand zeer gering is.

L I T T E R A T U R E

- ALLEN G.P.; KLINGEBIEL A.; de RESSEGUIER P. 1970, Utilisation d'un
echosondeur pour l'observation des faciès et des
structures sédimentaires dans l'estuaire de la
Gironde
Bull. Inst. Géol. bassin d'Aquitaine n°9 pp 193-200
- ALLEN J.R.L. 1963, The classification of cross-stratified units
with notes on their origin
Sedimentology vol 2 n°2 pp 93-114
- 1966, On bed forms and paleocurrents
Sed. vol 6 n°3 pp 153-190
- 1968, Current ripples
North Holland Publ. Co., Amsterdam
- ATTERBERG A. 1912, Die mechanische Bodenanalyse und die Klassi-
fication der Mineralböden Schwedens
Int. Rept. Pedology II 319
- BAAK J.A. 1936, Regional petrology of the Southern North Sea
Proefschrift, Univ. Leiden, Nederland
- BAGNOLD R.A. 1965, The physics of blown sands and desert dunes
Methuen, London, 2nd Ed.
- BAJARD J. 1966, Figures et structures sédimentaires dans la
zone intertidale de la partie orientale de la baie
du Mont-Saint-Michel
Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. 2°Ser. vol 8 pp 39-111
- BASCHIN O. 1899, Die Entstehung wellenähnlicher Oberflächen
Zs. Ges. Erdkunde, Berlin, vol 34 pp 408-421
- BASTIN A. 1964, Application des traceurs radio-actifs et fluo-
rescents à la détermination du mouvement des sédi-
ments dans les cours d'eau et la mer
Rev. Quest. Scient. T 25 pp 188-222

- 1964, De sedimentologie van het Schelde-estuarium
Verslagboek 4de Int. Havenkongres, Antwerpen, pp 27-29
- 1966, Sedimentpetrografie van de Zanden van Edegem en
de Zanden van Antwerpen
Het Ingenieursblad, I sept 1966, pp I-4
- BERTHOIS L.

1953, Dosage pondéral des sédiments en suspension
dans les eaux à forte turbidité
Bull. So. Scient. Bretagne T 28 pp 7-I2
- 1954, Sur les déplacements transversaux des eaux très
turbides dans l'estuaire de la Loire en période
d'étiage
C.R. Av. Scien. T 239 pp 820-822
- 1954, Granulometrie des sédiments dans les rides ma-
rines et fluviales
Rev. Géom. Dyn. 5°Ann. n°4 pp I68-I77
- 1956, Comportement du "Bouchon vaseux" dans l'estuaire
de la Loire
Rapp. Quatr. Journ. Hydraul., Paris, pp 564-568
- 1956, Déplacement des aires d'envasement dans l'estu-
aire de la Loire
C.R.Ac. Scien. T 243 pp I343-I345
- 1958, La formation des estuaires et des deltas
C.R.Ac.Scien. T 247 pp 947-950
- 1960, Etude experimentale de l'érosion des vases
d'estuaires
C.R.Ac.Scien. T 250 pp 4020-4022
- 1964, Techniques d'études estuariennes
Centre doc. univ., Paris V,
- 1964, l'érosion du sol dans le bassin de la Loire
Ac.Agric.France, sénc. 22 avril 1964, pp 634-640
- 1964, Etudes de dynamique estuarienne dans le fleuve
"La Loire"
4° Congr. Int. Port., Antwerpen, pp 3-I2

- 1968, Analyse microgranulométrique des sédiments
Centre doc. Univ., Paris V, pp I-I68
- BERTHOIS L. et GENDRE A.- 1967, Recherches sur le comportement hydraulique des particules sédimentaires
Cah. Océan. XIX, n°2 pp 95-123
- BERTHOIS L et SULLY H. - 1957, Coefficients de viscosité des eaux de la Loire en fonction de leur turbidité à différentes températures
C.R.Ac.Scién. T 245 pp I739-I74I
- BIETLOT A. 1940-4I, Méthodes d'analyse granulométrique - Application à quelques sables éogènes Belges
Ann. Soc. Belge Géol. T 64 pp M82-MI69
- BONNET L. 1924, Theoretische studie over de aan tij onderworpen rivieren en toepassing op de Schelde
De technische gids 5°jrg n°IO pp 289-297
- BOURCART J. 1959, Problèmes de géologie sous-marine
Masson, Paris
- BOURCART J. et FRANCIS BOEUF Cl. - 1942, La vase
Actual. Scient. Industr. n°927, Sédiment et sédimentation
- BOUTARIC A. 1932, Remarques sur la comparaison entre la lumière diffusée et la lumière transmise par les milieux troubles
Rev. d'optique n°4 pp I45-I55
- BOUTARIC A. et BRETON M. - 1938, Sur une relation entre coefficients de dépolarisation de la lumière diffusée par une suspension
Rev. d'optique n° I7 pp 70I-705
- 1939, Dépolarisation de la lumière diffusée par quelques solutions colloïdales
Rev. d'optique n° 36 pp I93-I97

- BRIGGS L.I. and MIDDLETON G.V. - 1965, Hydromechanical principles of sediment structure formation
Soc. Ec. Pal. Min. Spec Publ. n°12 pp 5-16
- BROCKMANN CHR. 1935, Diatomeen und schlick im Jade Gebiet
Abn. Senckenb. Nat. Ges. n°430 pp 1-64
- BUCHER W.H. 1919, On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographic interpretations
Am. J. Sci; vol 47 pp 149-210, 241-269
- CASPERS H. 1967, Estuaries: Analysis of definitions and biological considerations
in: LAUFF G.H., 1967 pp 6-8
- CHANG Y.L. 1939, Laboratory investigations of traction and transportation
Trans. Am.Soc.Civ.Eng. vol 104 pp 1246-1313
- CLIFTON H.E. 1969, Beach lamination: nature and origin
Mar.Geol. vol 7 n°6 pp 553-559
- CODDE R. 1951, Etudes physico-chimiques du bassin maritime de l'Escaut
Bull. Centre d'Et. et d'Ess. Scien., constr. Gén. Civ. et d'Hydr. vol 5 pp 333-341
- 1958, Het verloop van het zoutgehalte in de ZeeSchelde Rev-C-tijds. - Min Openb. Werk. - vol I n°6 pp 1-6
- CODDE R. en DE KEYSER L.-1963, Overzicht van tijwaarnemingen in het Zeescheldebekken gedurende het tijdvak 1951-1960
Tydschr. Openb. Werk., Belgie, n°4
- 1967, Noordzee, Kust, Scheldemonding, Zeeschelde Verklarende tekst bij platen I8A en I8B van de Atlas van Belgie
Nat. Com. voor Geogr., Belgie
- COHEN L. 1959, A sedimentation balance for particle size analysis
Instrument practice okt. 1959, pp 1036-1041

- COLON F.J. Deeltjesgrootteanalysen met de coulter-counter
TNO nieuws jrg I9 n°2I9 pp 302-307
- CONRAD W. I94I, Recherche sur les eaux saumâtre des environs de
Lillo
Mém. Mus. Roy. Hist. Nat., Belg., vol 95., 2° ser
- CORNISH V. I898, On sea beaches and sans banks
Geogr. Journ. vol9 pp 637-639
- COX, G.H. and DAKE C.L. - I9I6, Geological criteria for determining
the position of sedimentary beds
Missouri Univ., School Mines and Metallurgy,
Bull vol 2 n° 4 pp I-59
- CROMMELIN R.D. I949, Quelques aspects granulométriques et minéralo-
giques de la sédimentation le long de l'estuaire de
l'Escaut
Sédimentation et Quaternaire, Charente et Dordogne,
pp 63-7I
- DARNEEL R.M. I967, Organic detritus in relation to the estuarine
ecosystem
in : LAUFF G.H., I967, pp 376-382
- DE GROOT A.J. I962, Mangaantoeestand van Nederlandse en Duitse
holocene sedimenten in verband met slibtransport
en bodemgenese
Verslag. Landb. Onderz. n° 69-7 pp I-I64
- I964, Origin and transport of mud in coastal waters
from the Western Scheldt to the Danish frontier
Deltaic and shallow marine deposits - Devel. in Sedim.
vol I pp 93-I00
- DE JOLLY G. I928, Travaux maritimes: La mer et les côtes
Ch. Laroche, Baillière, Paris
- DE LEENHEER L. en VAN HOVE J. - I957, Vergelijkende studie over het
gebruik van natrium-oxalaat-carbonaat, natriumpyrofosfaat
en natriumhexametafosfaat als peptisatiemiddel voor
de mechanische analyse van gronden
Med. Landb. hogeschool, Gent, dl 22 n° I pp 225-242

- della FAILLE M. - 1951, Etude sédimentologique de l'Escaut fluvio-marine
Rapp. Lab. Chim. Min., Heverlee-Louvain pp 1-40
- DEMAREST D.F. 1947, Rhomboid ripple-marks and their relationship to beach slope
Journ. Sed. Petr. vol 17 pp 18-22
- DEMERARA COASTAL INVESTIGATION - 1962, Report on siltation of Demerara bar channel and coastal erosion in British Guyana
Delft Hydraulics Lab., Delft, Nederland
- DE PAUW N. 1971, Milieu en Plankton in de Westerschelde
Med. Hydrobiol. Ver. jrg 5 pp 3-16
- DE PLOEY J. 1961, Morfologie en kwartaal-stratigrafie van de Antwerpse Noorderkempen
Acta Geogr. Lov. vol 1 pp 1-130
- DERRUAU M. 1958, Précis de géomorphologie
Masson, Paris
- DE SMEDT P. 1969, Geomorfologie van slikken en schorren langs-
heen het Schelde-estuarium op Belgisch grondgebied
Acta Geogr. Lov. vol 7 pp 49-63
- D.I.A.H. 1965, E3-Scheldetunnel - Siltation investigations
General plans 101-173
Suspended load plans 201-220
Current velocities plans 301-320
Report n°6 File 64-I
- DOUGLAS D.J. en SMITHUYSEN W.C.B. - 1941, De Interpretatie van de
resultaten van korrelgrootte-analysen (I° deel)
Geol. en mijnb. 3° jrg (NS) n° 11 pp 273-284
- 1941, De interpretatie van de resultaten van korrel-
grootte-analysen (slot)
Geol. en Mijnb. 3° jrg (NS) n° 12 pp 291-302

- DORJES J. 1970, Das Watt als Lebensraum
in: REINECK H., 1970 pp 71-105
- DORRESTEIN R. 1960, On the distribution of salinity and some other
properties of the water in the Ems-estuary
Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnb.; Geol. ser.
dl I9 pp 43-73
- DU BOYS. 1879, Le Rhône et les rivières à lit affouillable
Ann. ponts et chauss., France
- DURAND R. 1951, Transport hydraulique de graviers et galets
en conduite
La Houille blanche n° spec B
- EDELMAN C.H. 1950, Soils of the etherlands
North Holland Publ. Co, Amsterdam
- EVANS O.F. 1949, Ripple marks as an aid in determining deposi-
tional environment and rock sequence
Journ.Sed.Petr. vol I9 n°2 pp 82-86
- FAVEJEE J. 1960, On the origin of the mud deposits in the Ems-
estuary
Verh. Kon. Ned.Geol.Mijnb.Gen. Geol.ser. dl I9 pp147-151
- FLEMING G. 1967, The study of the movement of sediment in the
river systems leading to the Clyde Estuary
The univ. of Strathclyde - Dep of Civ.Eng. HO 67-4
- 1967, The application of a continuous monitoring instru-
ment in sediment transport and water pollution studies
Bull.Int.Ass.Scien.Hydr. vol I2 n°4 pp 34-41
- FOLK R.L. 1966, A review of grain-size parameters
Sed. vol 6 n°2 pp 73-93
- FOLK R.L. and WARD W - 1957, Brazos river bar: a study in the signi-
ficance of grain size parameters
Journ. Sed.Petr. vol 27 n°I pp 3-26

- FORCH C., KNUDSEN M., SORENSSEN S. - 1902, Berichte über die Konstanten
bestimmungen zur Aufstellung der hydrographischen
Tabellen
D.Kgl.Danske Vidensk.Selsk.Skrifter, 6 Raekke
naturvidensk.og Mathem. afd 7-I pp I-I5
- FRANCIS BOEUF Cl. - 1946, La sédimentation dans les estuaires
La Géol. des Terrains Rec. pp I74-I85
Sess.extr. ds Soc.Belg.de Géol.
- 1947, Recherches sur le milieu fluvio-marin et
les dépôts d'estuaires
Ann.Inst.Océan. vol 23 pp I49-344
- 1949, Observations sur le milieu fluvio-marin de la
Charente en période d'étiage
C.R.Ac.Scién. T 229 pp I253-I255
- FRIEDMAN G.M. 1962, On sorting, sorting coefficients, and the
lognormality of the grain-size distribution of
sandstones
The Journ.of Geol. vol 76 pp 737-753
- GILLES M. en LORENT J. - 1965, Debiet en Lading van de Dijle
Acta Geogr.Lov. vol 4 pp 48-56
- GILSON G. 1900, Exploration de la mer sur les côtes de la
Belgique
Mém.Mus.Roy.d'Hist.Nat.Belge TI pp I-8I
- GLANBEAUD L. 1938, Transport et sédimentation dans l'estuaire
et à l'enbouchure de la Gironde
Bull.Soc.Géol.France, 5°ser T8 pp 599-63I
- GUBLER Y et al - 1966, Essai de nomenclature et caractérisation
des principales structures sédimentaires
Chambre Synd. de Rech. et de la prod. du Pétr. et
du Gaz naturel pp -I-29I

- GUILCHER A. 1951, Essai de terminologie française des plages marines
 et autres accumulations littorales
 Rev. Géom. Dyn. n° I 2°ann. pp 32-36
- 1951, La formation de la Mer du Nord, du Pas de Calais
 et plaines maritimes environnantes
 Rev. Géogr. Lyon. T 26 n°3 pp 311-329
- 1967, Origin of sediments in estuaries
 in: LAUFF G.H., 1967 pp 130-148
- GUILCHER A. et BERTHOIS L. - 1957, Cinq années d'observations sédi-
 mentologiques dans quatre estuaires-témoins de
 l'ouest de la Bretagne
 Rev. Géom. Dyn. 7°ann. n°5-6 pp 67-86
- HARMS J.C. and FAHNESTOCK R.K. - 1965, Stratification, bed forms and
 flow phenomena
 Soc.Ec.Pal.and Min. Spec.Publ. n°12 pp 84-115
- HATCH T. and CHOATE S. - 1929, Statistical description of the
 size properties of non-uniform particulate substances
 Franklin Inst.Journ. vol 207 pp 369-387
- HAZEN A. 1914, Storage to be provided in impounding reser-
 voirs for municipal water supply
 Trans. Am. Soc. Civ. Eng. vol 77 pp 1539-1669
- HESSLAND I. 1946, On the quaternary Mya period in Europe
 Ark. för Zoologi Bd 37A/2 n°8
- HISSINK D.J. 1952, Het gehalte aan koolzure kalk van het Dollard-
 slib vanaf 1545 tot heden en de ontkalkingssnelheid
 van achtereenvolgens ingedijkte Dollardpolders
 Landbouwk. Tijds. vol 64 n°6 pp 365-371
- HJULSTROM F. 1939, Transportation of detritus by moving water
 Soc.Ec.Pal.Min. Spec publ. n°4 pp 5-31

- HOMMERIL P. et RIOULT M. - 1965, Etude de la fixation des sédiments meubles par deux algues marines: Rhodothamniella Floridula (Dillwijn) J. Feldm. et Microleus Chtonoplastes Thur.
Mar. Geol. vol 3 n°1/2 pp 131-155
- HORRER P.L. 1967, Methods and devices for measuring currents in: LAUFF G.H., 1967 pp 80-84
- HOYT J.H. and VERNON J.H.jr. - 1963, Rhomboid ripple-mark, indicator of current direction and environment
Journ. Sed.Petr. vol 33 n°3 pp 604-608
- INMAN L.D. 1949, Sorting of sediments in the light of fluid mechanics
Journ. Sed. Petr. vol 19 n°2 pp 51-70
- 1952, Measures for describing the size distribution of sediments
Journ.Sed.Petr. vol 22 n°3 pp 125-145
- JAKOBSEN B. 1961, Vadehavets sedimentomsætning belyst ved kvantitative målinger
Geogr. Tidss. vol 60 pp 87-103
- JOHNSON D.W. 1938, Shore processes and shore line development
Wiley and sons, New-York
- JOPLING A.V. 1963, Hydraulic studies on the origin of bedding
Sed. vol 2 n°2 pp 115-121
- KACHEL N.B. and STERNBERG R.W. - 1971, Transport of bed load as ripples during an ebb current
Mar.Geol. vol 10 n°4 pp 229-244
- KALSHOVEN J. 1966, Fast and automatic sedimentation analysis
Particle size analysis conference 1966 n°15
Soc. for analyst. cham., Loughborough pp 87-94

- KAMPS L.F., DORRESTEIN R., OTTO L. - 1960, Note of the annual variation of salinity, temperature and oxygen content in the Ems estuary
Verh.Kon.Ned.Geol.Mijnb.Gen. Geol.ser. dl I9 pp 75-81
- KENNEDY J.F. 1961, Stationary waves and antidunes in alluvial channels
California Inst.Techn. W.M. Keck lab. of Hydr.
Rept KH-R-2 pp I-I46
- 1963, The mechanics of dunes and antidunes in erodible bed channels
Journ.Fluid.Mech. vol I6 pp 521-544
- KETELAAR H. 1967, Description and manual of the conductivity and temperature meter with mains supply
Type C4E nota MFA, 66I5E - Rijkswaterstaat, Nederland
- KEULEGAN G.H. 1938, Laws of turbulent flow in open channels
U.S.Dept of Comm.- Natl.Bur.Standards - Journ.Res.
vol 2I pap n°II5I pp 707-74I
- KINDLE E.M. 1917, Recent and fossil ripple mark
Geol.surv.Canada Mus.Bull. vol 25 pp I-56
- KINDLE E.M. and BUCHER W.H. - 1932, Ripple mark and its interpretation
in: TWENHOFEL et als: Treatise on sedimentation
pp 632-668
- KING C.A.M. 1959, Beaches and coast
Edw. Arnold LTD, London
- KRUMBEIN W.C. 1934, Size frequency distribution of sediments
Journ.Sed.Petr. vol 4 pp 65-77
- 1936, Application of logarithmic moments to size frequency distribution of sediments
Journ.Sed.Petr. vol 6 pp 354-747
- 1938, Size frequency distributions of sediments and the normal -phi-curve
Journ.Sed.Petr. vol 8 n°3 pp 84-90

- 1939, Graphic presentation and statistical analysis
of sedimentary data
in: Recent marine sediments - a symposium,
Am.Ass.Petr.Geol., USA
- KUENEN Ph. and SENGUPTA S. - 1970, Experimental Marine suspension
currents, competency and capacity
Geol en Mijnb. vol 49 n°2 pp 89-118
- LABRIQUE J.P. 1964, Portable conductivity meters for low or
medium salinity measurements
Int.Ass.Scién.Hydr. vol 9 n°4 pp 58-62
- LAUFF G.H. 1967, Estuaries
Am.Ass.Scién. publ.n°83
- LAURSEN E.M. et al - 1962, Pressure and shear distribution on sche-
matic dunes
Nat.Scién.Found. G7409 techn.Rept. n°2
- LEIGHLY J.B. 1932, Toward a theory of the morphologic signifi-
cance of turbulence in the flow of water in streams
Univ.of Calif. - Publ; in Geogr. vol 6 pp I-22
- 1934, Turbulence and the transportation of rock
débris by streams
The geogr.Rev. vol 24 pp 453-464
- LIU H.K. 1957, Mechanis of sediment-ripple formation
Am. Soc. Civ. Eng. Proc. vol 83 n°HY2 pp I-23
- MAARSE H. and TERWINDT J.H.J. - 1964, A new method of making
lacquer peel sections
Mar.Geol. vol I pp 98-105
- MANGELSDORF P.C.- 1967, Salinity measurements in estuaries
in: LAUFF G.H., 1967 pp 71-79
- MARTIN J.M. et CHESSELET R. - 1969, Présentation d'une jauge nu-
cléaire de turbidimétrie
C.R.Soc.Géol.France fasc. 2 pp 42-43

- MASCHHAUPT J.G. 1952, Opmerkingen over de ontkalkingssnelheid van
Nederlandse kleigronden
Landbouwk. Tijds. vol 64 n°6 pp 372-377
- Mc CAVE I.N. 1970, Deposition of fine grained suspended sediment
from tidal currents
Journ. Geophys. Res. vol 75 n°21 pp 4151-5159
- Mc KEE E.D. 1957, Flume experiments on the production of strati-
fication and cross-stratification
Journ.Sed.Petr. vol 27 pp 129-134
- 1965, Experiments on ripple lamination
Soc.Ec.Pal.Min. Spec publ. n°12 pp 66-83
- Mc KEE E.D. and WEIR G.W. - 1953, Terminology for stratification and
cross-stratification in sedimentary rocks
Bull.Geol.Soc.Am. vol 64 pp 381-390
- MEEUSSEN M. 1971, Studie over de sorptie-eigenschappen van
Schelde sedimenten
Proefschrift, Hoger Instituut De Nayer, Mechelen
- MENARD H.W. 1950, Sediment movement in relation to current
velocity
Journ.Sed.Petr. vol 20 pp 148-160
- MIGNIOT C. 1968, Etude des propriétés physiques de différents
sédiments très fins et de leur comportement sous des
actions hydrodynamiques
La Houille blanche vol 23 pp 591-620
- MOORE D.G. and SCRUTON P.C. - 1957- Minor internal structures of some
recent unconsolidated sediments
Bull.AM.Ass.Petr.Geol. vol 41 pp 2723-2751
- MULLER J.E. 1941, Experimenten over het ontstaan van stroomrippels
Geol. en Mijnb. 3°jrg (NS) n°1 pp 18-23
- MUNAUT A.V. 1967, Recherches paleo-écologiques en Basse et moyen-
ne Belgique
Acta Geogr. Lov. vol 6 pp 1-191

- NAGTEGAAL P. 1965, An approximation to the genetic classification of non-organic sedimentary structures
Geol. en Mijnb. 44°jrg n°10 pp 347-352
- ODEN S. 1916, On the size of the particles in deep sea deposits
Proc.Roy.Soc.Edinb. vol 36 pp 219-236
- OWAKI N. 1963, Note sur la détermination de la profondeur lorsque le fond est de vase molle
Rev.Hydr.Int. vol XL n°2 pp 43-46
- PAEPE R. and VAN HOORNE R. - 1967, The stratigraphy and palaeobotany of the late pleistocene in Belgium
Toel.verh.Geol.kaart en mijnkaart van Belgie
verh n°8 pp 1-96
- PASSEGA R. 1964, Grain size representation by CM patterns as a geological tool
Journ.Sed.Petr. vol 34 n°4 pp 830-847
- PASSEGA R. and BYRAMJEE R. - 1969, Grain size image of clastic deposits
Sed. vol 13 n°3/4 pp 233-252
- PEELEN R. 1967, Isohalines in the delta area of the rivers Rhine, Meuse and Scheldt
Neth. Journ. Sea Res. vol 3 n°4 pp 575-597
- PETERS J.J. 1965, Les sédiments et suspensions de l'Escaut
Rapp. Lab. Rech. Hydr. Borgerhout-Antwerpen
- 1968, Aanslibbing en verzanding van de toegangsgeulen tot de zeesluizen van de haven van Antwerpen
rapp.Waterb.Lab. Borgerhout-Antwerpen
- 1969, De invloed van dichtheitsstromingen op de aanslibbing in de toegangsgeul tot de zeesluis van Zandvliet
Rapp. Waterb. Lab. Borgerhout-Antwerpen.

- 1971, Slib-en zandafzettingen in toegangsgeul tot
zeesluis Zandvliet
Rapport - Waterb.Lab. Borgerhout-Antwerpen
- POSTMA H. 1961, Suspended matter and secchi disc visibility
in coastal waters
Neth. Journ. Sea Res. vol I n°3 pp 359-390
- 1967, Sedimenttransport and sedimentation in the
estuarine environment
in: LAUFF G.H., 1967 pp 158-179
- POWERS M.C.A. 1953, A new roundness scale for sedimentary particles
Journ. Sed. Petr. vol 23 pp 117
- PRAVDIC. 1970, Surface charge caractérisation of sea sedi-
ments Limnology and oceanography
vol 15 n°2 pp 230-233
- PRITCHARD D.W. - 1967, What is an estuary: physical viewpoint
in: LAUFF G.H., 1967, pp 3-5
- PURY A.N. 1932, A new type of hydrometer for the mechanical
analysis of soils
Soil Science vol 33 pp 241-248
- PUUSTJARVI V. 1955, On the Humic acids of peat soils
Act.Agric.Scand. vol 5-2-3 pp 257-279
- RAJCEVIC B.M. 1957, Etude des conditions de sédimentation dans
l'estuaire de la Seine
Ann.Inst.Techn.Bât. Trav.Publ. 10°ann. n°117
pp 745-775
- RAUDKIVI A.J. 1963, Study of sediment ripple formation
Am.Soc.Civ.Eng. proc. vol 89 n°HY6 pp 15-34
- 1967, Loose boundary hydraulics
Pergamon press, Oxford
- REINECK H.E. 1961, Sedimentbewegungen an Kleinrippeln im Watt
Senck. Lethea bd 42 n°1/2 pp 51-67
- 1967, Parameter von Schichtung und Bioturbation
Geol.Rdsch. vol 56 pp 420-438

- 1970, Dass Watt
Waldemar Kramer Verslag, Frankfurt am Main,
pp I-I42
- REINECK H.E. und WUNDERLICH F. - 1967, A new method to measure
rate of deposition of single lamina on tidal flats
and shelf bottoms
preprints of the 7° Int.Sed.Congr., England
- 1968, Classification and origin of flaser and len-
ticular bedding
Sed. vol II n°1/2 pp 99-I04
- 1969, Die Entstehung von Schichten und Schichtbänken
im Watt
Senckenb.Mar. vol 50 pp 85-I06
- RHEINHOLD TH. 1949, Over het mechanisme der sedimentatie op de
Waddenzee
Med Geol. Sticht. NS n°3 pp 75-80
- RIEZEBOS P.A. 1968, Mineralogical composition of material less
than 500 microns from a red and a grey boudler clay
sample in the Netherlands
Geol. en Mijnb. vol 47 n°2 pp 68-I0I
- ROBINSON AHW. 1960, Ebb-flood channels systems in sandy bays and
estuaries
Geography T 45 pp I84-I99
- ROCHE M. 1963, Hydrologie de surface
Gauthier-Villars, Paris pp I-429
- ROOSE V. 1967, Studie van het neogeen van Antwerpen met een
studie van de daarin voorkomende gastropoden
Proefschrift, Univ.Leuven.
- ROSE H.E. 1958, The measurements of particle size in very fine
powders
Constable and Co, London pp I-I27

- ROBENQUIST I.T. - 1953, Considerations on the sensivity of Norwegian quick-clays
Geotechnique vol 5 pp 195-200
- 1955, Investigations in the clay-electrolyte-water system
Norwegian géotchnical instit. Publ. n°9 pp I-I25
- SAINCLIVER M. et BERTHOIS L. - 1953, Dosage de sédiments en suspension dans l'eau par l'absorption au kieselguhr
C.R.Ac.Scién. T 236 pp 621-623
- 1954, Remarques sur le dosage de faibles quantités de sédiments en suspension dans l'eau
Ann.EC.Nat. d'Agric. Rennes T 15 pp 45-59
- SCHOKLITSCH. 1926, Geschiebebewegung in Flüssen und an Stauwerken Wien
- SIMONS D.B. and RICHARDSON E.V. - 1966, Resistance tot flow in alluvial channels
Geol. Surv.Prof Pap. 422-J
- SIMONS D.B., RICHARDSON E.V. and ALBERTON M.L. - 1961, Flume studies using medium sand
U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1498-A pp I-76
- SIMONS D.B., RICHARDSON E.V. and HAUSHILD W.L. - 1963, Some effects on fine sediment on flow phenomena
U.S.Geol Surv. Prof. Pap. 1499-G pp I-46
- SINDOWSKI K.H. 1961, Einteilung Wattbsedimenten
Arch. Nieders. Landesamt, Hannover
- SNACKEN F. 1964, De ontwikkeling van het Scheldepolderlandschap
Verslag 4°Int. Havenkongres, Antwerpen pp 9-14
- SOUCHEZ R. 1965, Observations sur les rides de plage du Coq
Rev. Geom. Dyn. n° 7-8-9
- STERLING A. 1963, Beweging van vaste stoffen in water
Eurisotop rapp n°1

- STERNBERG R.W. 1967, Field measurements of sediment movement and ripple migration in a shallow marine environment
Preprints 7°Int. Cong., England
- 1968, Friction factors in tidal channels with differing bed roughness
Mar. Geol. vol 6 n°5 pp 243-260
- STRAUB L.G. 1939, A Practical theory of detritus transportation
Int.Ass. Hydr.Struct. Res., Liège
- SUNDBORG A. 1956, The river Klaralven, a study of fluvial processes
Geogr. Annale, vol 48 pp I-316
- SUNDBORG A. och NORRMAN J. - 1963, Göta älv hydrologi och morfologi
Sver. Geol. Unders. Ser Ca n°45 pp I-88
- SVERDRUP H.V., JOHNSON M.W., FLEMING R.H. - 1960, The Ocean Prentice Hall Inc., 2°Ed.
- TANNER W.F. 1958, An occurrence of flat-topped ripple-marks
Journ. Sed. Petr. vol 28 n° I pp 95-96
- 1960, Shallow water ripple-mark varieties
Journ. Sed. Petr. vol. 30 n°3 pp 401-485
- 1963, Origin and maintenance of ripple marks
Sed. vol 2 n°4 pp 307-311
- 1967, Ripple mark indices and their uses
Sed. Vol 9 n°2 pp 89-104
- TERWINDT J., BREUSENS H., SVASEK J. - 1967, Experimental investigation on the erosion sensitivity of a sand-clay lamination
Prepr. 7°Int Sed. Congr., England
- TERWINDT J., DE JONG J., VAN DER WILK E. - 1963, Sediment movement and sediment properties in the tidal area of the lower Rhine (Rotterdam Waterway)
Verh.Kon.Ned.Geol.Mijnb.Gen. Geol.ser. dl 21-2
pp 243- 258

- TIMMERMANS P.D. 1935, Proeven over de invloed van golven op een strand
Leid. Geol. Med. VI pp 231-286
- TISON G jr. 1947, Considérations sur la variation de la sedimentation dans un fleuve à marée
C.R. et Rapp - Ass. Gén. de Toronto, T I pp 232-248
- VALCKE E. et al - 1966, Stormvloeden op de Schelde
rapp. Waterb. Lab. Borgerhout/Antwerpen
- VAN MEEL L. 1958, Etudes Hydrobiologiques des eaux saumâtres de Belgique
Kon. Belg. Inst. Nat. Wet. Med. dl 34 n°4 pp I-60
- VANONI V.A. 1946, Transportation of suspended sediment by water
Am.Soc. Civ. Eng. pap. n° 2267 pp 67-102
- 1952, Some effects of suspended sediment on fluid characteristics
Proc.Hydraul.Conf.- Stud. Eng; Bull n°34 pp 137-158
- VAN MIERLO C.J. 1899, La carte lithologique de la partie méridionale de la Mer du Nord
Bull. Soc. Belg. Géol. T 13, 2°ser T3 pp 219 e.v;
- VAN RUMMELEN F.F.F.E. - 1965, Toelichting bij de geologische kaart van Nederland - Bladen Zeeuwsch Vlaanderen west en Oost
Geol. Stichting, afd. Geol.Dienst, Haarlem
- VAN STRAATEN L.M.J.U. - 1950, Giant ripples in tidal channels
Tijds. Kon. Ned. Aardr. Gen. 2°ser t 67 pp 336-341
- 1951, Longitudinal ripple-marks in mud and sand
Journ.Sed.Petr. vol 21 pp 47-54
- 1953, Megaripples in the Dutch Wadden Sea and in the basin of Arcachon (France)
Geol. en Mijnb. NS 15jrg n°I pp I-II
- 1953, Rhythmic patterns on Dutch North Sea beaches
Geol. en Mijnb. NS 15jrg n°2 pp 31-43

- 1954, Composition and structure of recent marine
sediments in the Netherlands
Leidse Geol. Med. XIX pp I-108
- 1956, Composition of shell beds formed in tidal flat
environment in the Netherlands and in the bay of
Arcachon (France)
- VAN STRAATEN L.M.J.U. and KUENEN Ph. - 1957, Accumulation of fine
grained sediments in the Dutch Wadden Sea
Geol. en Mijnb. NS 19°jrg pp 329-354
- VAN VEEN J. 1936, Onderzoekingen in de hoofden in verband met de
gesteldheid der Nederlandse kust
Nieuwe verh. bat. gen. dr proefond. wijsb. 2°ser DL II
pp - I-252
- 1950, Eb- en vloodschaarsysteem in de Nederlandse
getijwateren
Tijds. Kon. Ned. Aard. Gen. 2°Ser dl 67 pp 303-325
- VERGER F. 1968, Marais et Wadden du littoral Français
Biscaye fr., Bordeaux
- VIGARIE A. 1965, Les modalités du remblaiement alluvial dans
l'estuaire de la Seine
Cah. Océan. ann XVII n°5 pp 301-330
- VISHER G.S. Grain size distributions and depositional proces-
ses
Journ.Sed.Petr. vol 39 n°3 pp 1074-1107
- WADELL H. 1933, Sphericity and Roundness of rock particles
Journ. Geol vol 41 pp 310-331
- WALKLEY A. and BLACK I.A.- 1934, Soil Science vol 37 pp 29
- WALKLEY A. and BLACK I.A.- 1935, Journ. Agric. Scienc. vol 25 pp 598
- WARTEL S. 1966, Pleistocene en holocene afzettingen ten noorden
van Antwerpen
Proefschrift, Univ. Leuven

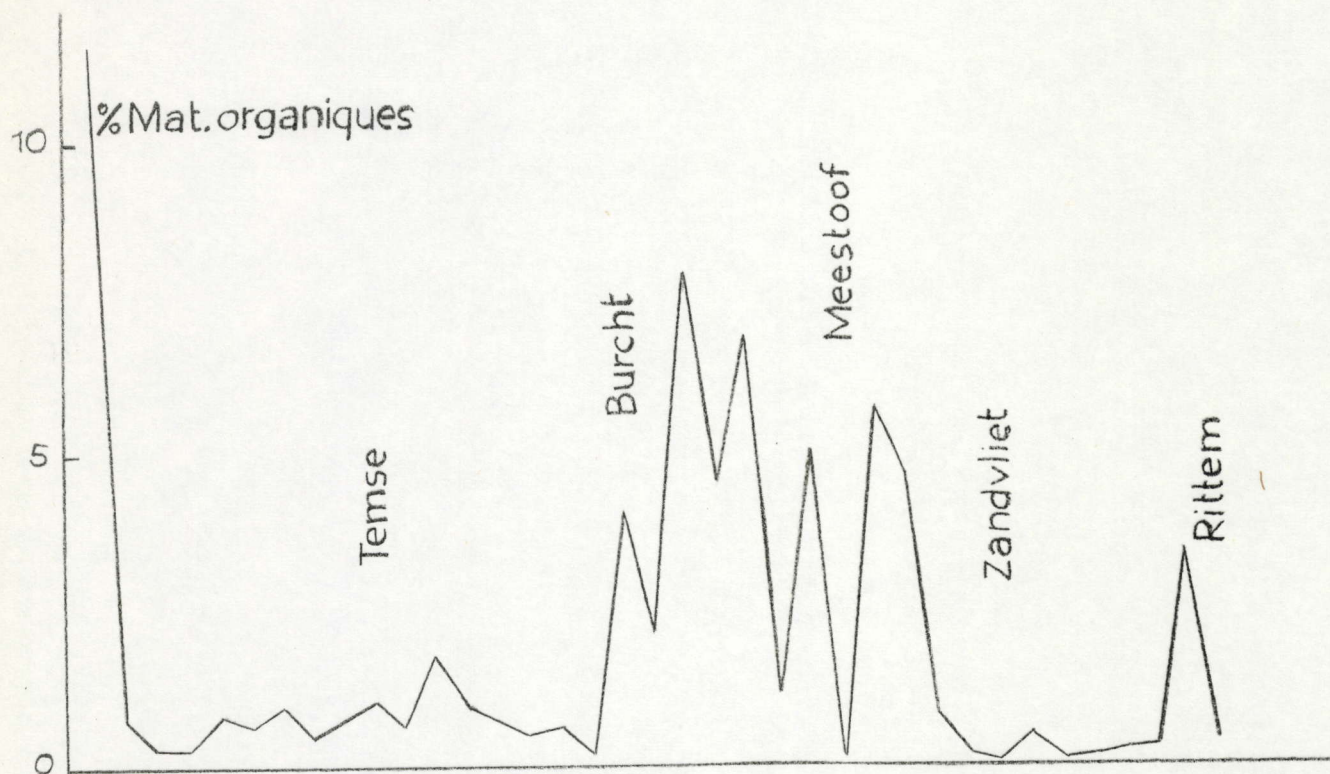
- WENTWORTH L. 1922, A scale of grade and class terms for clastic sediments
Journ. Geol. vol 30 pp 377-392
- WIGGERS A.J. 1955, De wording van het Noordoostpoldergebied
Van Zee tot Land vol I4
- 1960, Die Korngrößen verteilung der Holozäne Sedimente im Dollart-Ems Estuarium
Verh.Kon.Ned.Mijnb.Gen. Geol. Ser. D1 I9 pp III-I33
- WHITE W.A. 1961, Colloid phenomena in sedimentation of argillaceous rocks
Journ. Sed.Petr. vol 31 n°4 pp 560-570
- WINKELMOLEN A.M. - 1969, Experimental rollability and natural shape sorting of sands
Doktoraatsproefschrift - Rijksuniversiteit Groningen
- WIRIX G. en LORENT J. - 1966, Regime en lading van de Dender
Acta Geogr. Lov. vol 4 pp I29-I40
- WOLLAST R. and DE BROEU F. - 1971, Study of the behavior of dissolved silica in the estuary of the Scheldt
Geoch. et Cosmoch. Acta vol 35 pp 613-620
- WOODFORD A.O. 1935, Rhomboid Ripple mark
Am. Journ. Scien. vol 29 pp 518-525
- WUNDERLICH F. 1969, Studien zur Sedimentbewegung
Senckenberg. Mar. vol I pp I07-I46
- YALIN M.S. 1963, An expression for bed-load transportation
Journ. Hydr. Div., Proc. Am. Soc. Civ. Eng.
vol 83 n° HY3 pp 331-250
- 1964, Unidirectional flow in channels, geometrical properties of sand waves
Proc. Am. Soc. Civ. Eng. n° HY5 pp 90-94
- 1964, On the average velocity of flow over a movable bed
La Houille Blanche n°I pp 45-51

- I96I, Soil mechanics for road engineering
Departm. Scien. Industr. Res. - Road Res. Lab.
London 2nd ed. pp I-54I
- I968, The manuel of the Inshore graphic sounder
The ferrograph Co Ltd, London
- I967, Benelux Mining Warefare Pilot
- ZUUR A.J. I936, Over de bodemkundige gesteldheid van de Wieringer
meer
's Gravenhage.

ERRATA EN ADDENDA

=====

<u>blz.</u>	<u>alinea</u>		
3	16	heuvelland	lees Heuvelland
5	11	klimaatomstandigheden	klimaatsomstandigheden
6	18	Vaclke	Valcke
7	24	heuvelland	Heuvelland
10	7	de <u>Jolly G.</u>	<u>de Jolly G.</u>
11	4	Thalweg	thalweg
12	10	gegevens	gegeven
13	14	Hebben	heeft
15	16	voldoend	voldoende
19	16	fijnverdeeldesuspensie	fijn verdeeld suspensie
		materiaal	materiaal
19	20	physico-chemisch	fysico-chemisch
20	23-24	inter facial	interfacial
20	28	waterstof	waterstof-
20	29	hydroxyl ionene	hydroxyl-ionen
23	3	organisch	organische
24	5	desposition	deposition
32	11	toename	afname
32	12	denisiteitsstroom	densiteitsstroom
37	9	berschillen	verschillen
37	25	Dubois	Du Boys
37	30	(H.I - b)	(H.S - b)
38	13	fluktueerd	fluktueert
38	32	turbiditeitsmetingen	turbiditeitsmetingen
39	13	marine	mariene
40	8	dijle	Dijle
41	6	in suspensie	van het suspensiesediment
45	8- 9	gat van Ossenissee	Gat van Ossenissee
46	3	Mineralgische	Mineralogische
47	13	overgenomen	overgenomen



49	8	Danell	Darnell
49	27	resistant	resistent
50	23	voornameyk	voornamelijk
51	1	Si-skelet	Si-skeletten
52	18	Tabel I 11	Tabel 11
53	25	Kamps 1960	Kamps e.a. 1960
57	21	Tabel 13	Tabel 12bis
58		Tabel 12bis	
59	28	Duinkerke-	Duinkerken
61	26	8 14	B 14
64	13	slitfraktie	siltfraktie
69	17	Fossiele ...	C Fossiele ...
69	21	Hoofdstuk	Paragraaf
71	26	grootorde	grootteorde
72	11	veroorzaken, zo	veroorzaken en zo
74	1	afmetingen	waarnemingen
76	3	formule (1)	formule (7)
76	19	(U _x)	(U _{xc})

<u>blz.</u>	<u>alinea</u>			
76	33	transportagentn	lees	transportagent
78	28	welk		wolk
81	25	kunenn		kunnen
81	25	mee		meer
81	26	terreinmetinrn		terreinmetingen
83	13	Kuenen Ph. en Van Straaten L.M.J.U.		Van Straaten L.M.J.U. en Kuenen Ph.
84	24	toenemede		toenemende
86	8	gestandardiseerde		gestandaardiseerde
90	34	verbreding		verbreiding
92	22	grover		grovere
	30	hoger		hogere
94	4	san"		sand"
94	19	125		125 mu
100	23	diagramman		diagrammen
101	18	kelin		klein
103	13	te		de
103	15	Hoornblende		hoornblende
107	10	moeilijke		moeilijk
107	11	receten		recente
107	25	dat we hier niet		dat we niet
108	15	bodemeinde		boveneinde
110	15	logiserwijze		logischerwijze
112	28	noraam		normaal
114	9	tructures		structures
114	10	qu'n		qu'en
114	12	definiëtie		definitie
117	7	rippels indices		rippelindices
117	12	as		als
118	24	$1-l_d/L\Delta L$		$1-l_d/L\Delta L$
118	25	$p =$		$p = L_{\max} - L_{\min}$
120	10	instannd		instand
120	10	Raudkivi		Raudkivi (1963)
120	12	valdiamter		valdiameter
120	14	(H 5cm) en ... (H 5cm)		(H<5cm) en ... (H>5cm)
120	24	maintenace		maintenance
125	7	veericht		verricht
129	5	stroomscheiden		stroomscheiding
129	7	anridunes		antidunes

<u>blz.</u>	<u>alinea</u>		
129	13	heelingswaard	lees hellingswaarde
129	31	hyn	hun
130	19	rippelparameter	rippelparameters
130	33	espekt	aspekt
131	16	verdere	verder
134	30	lonitudinale	longitudinale
135	32	junnen	kunnen
136	28	teven	tevens
137	19	niveaue	niveau e
138	3	Evenmins	Evenmin
139	21	zanfilm	zandfilm
140	19	langerekt	langgerekt
140	31	Eeer dikwijls	Zeer dikwijls
141	31	begroeiing	begroeiing, in het
		In het jonste	jongste ...
143	6	verzadigd	verzadigt
143	7	foto 54	foto 72
143	9	verstazn	verstaan
143	10	terugtrkken	terugtrekken
146	2	betenis	betekenis
146	27	sers	sets
147	30	worden	werden
148	21	verbreiding	verbreiding
148	30	twede	tweede
149	32	afgeteknd	afgetekend
150	2	rippelsstrukturen	rippelstrukturen
151	1	brachipoden	brachiopoden
152	9	alsof	alhoewel
156	29	gelaagdhed	gelaagdheid
157	5	sedimenratie	sedimentatie
158	6	foto 78	foto 73
161	19	grens	grenst
161	26	bodem	boven
162	29	als zeer goed	als een zeer goed
165	3	I/49	I/50
165	9	verbredingsrichting	verbreidingsrichting
165	16	ebrichting	vloedrichting
165	17	opkomend	terugtrekkend
165	18	ebstroom	vloedstroom

blz. alinea

165	21	ebrichting	lees	vloedrichting
165	24	las		als
165	25	ebbeweging		vloedbeweging
167	15	is het zowel		is zowel
168	10	suspensie vervoeren		suspensie te vervoeren
168	14	enerzijds herzij		hetzij
168	34	aks		als
171	5	eveneend		eveneens
172	2	Postma (1969)		Postma, 1967
177	7	aceessorisch		accessorisch
178	24	dis		dit
182	28	vorimige		vormige

Aanvullingen Litteratuurlijst

=====

- Antwerpse Zeediensten Kaarten van sedimentanalysen van de sedimenten
van de Scheldebodem
- BASTIN A. 1963-1965, Kaarten van de sedimenten van de
Scheldebodem
niet gepubliceerd
- BASTIN A. 1971, Cartes lithologiques du fond de la Mer du
Nord devant la côte belge et de l'estuaire de
l'Escaut au moyen de mesures de la radioactivité
naturelle
Rapport, Kon.Belg.Inst.Nat.Wet. pp. 1-15
- BEALL A. 1970, Textural differentiation within the fine
sand grade
The Journ. of Geol. vol. 78 n° 1, pp. 77-93
- CAILLEUX A. 1942, Les actions éoliennes periglaciaires en
Europe
Mém.Soc.Géol.France, vol XXI, n° 1-2
- DE GROOT A.J. 1970, Geochemisch onderzoek in deltagebieden
Natuurk. Voordr. N.S. n° 48 pp. 61-75
- GULINCK M. 1969, Coupe résumée des terrains traversés au
sondage de Kallo et profil géologique NS passant
par Woensdrecht-Kallo-Halle
Toel.Verh.Geol.Kaart en Mijnkaart van België
n° 11, pp. 3-7
- GULLENTOPS F. 1954, Contributions à la chronologie du Pleisto-
cène et des formes du relief en Belgique
Mém.Inst.Géol. Louvain TXVIII, pp. 125-252
- LAURENT E. 1969, Etude minéralogique qualitative et quanti-
tative de la vase de l'Escaut
Thèse U.L.B.
- PETERS J.J. ET WOLLAET R. 1969, Envasement du chenal d'accès d'une écluse
située sur un fleuve à marée
La Houille blanche 1969 n° 6 pp. 623-630

- SHEPARD F.P. 1954, Nomenclature based on Sand-Silt-Clay ratios
Journ.Sed.Petr. vol. 24 n° 3 pp.151-158
- SHEPARD F.P. and YOUNG R. 1961, Distinguishing between beach and dune deposits
Journ.Sed.Petr. vol. 31 n° 2 pp. 196-214
- WOLLATS R. e.a. 1967-1971 Contributions à l'étude de l'envasement de l'Escaut
Rapports n° 1 à 10, U.L.B., Bruxelles

KATHOLIEKE UNIVERSITEIT TE LEUVEN

FAKULTEIT DER WETENSCHAPPEN

GEOLOGISCH INSTITUUT

23

**SEDIMENTOLOGISCH
ONDERZOEK VAN DE OPBOUW VAN HET
SCHELDE ESTUARIUM**

VOLUME II

W

Stanislas WARTEL

Juli 1972

KATHOLIEKE UNIVERSITEIT TE LEUVEN

67075

FAKULTEIT DER WETENSCHAPPEN

GEOLOGISCH INSTITUUT

rijkswaterstaat
dienst getijdewateren
bibliotheek
grenadiersweg 31 -
4338 PG middelburg

**SEDIMENTOLOGISCH
ONDERZOEK VAN DE OPBOUW VAN HET
SCHELDE ESTUARIUM**

Stanislas WARTEL

Juli 1972

INHOUDSOVERZICHT.

rijkswaterstaat
dienst getijdewateren
bibliotheek
grenadiersweg 31 -
4338 PG Middelburg

V O L U M E II

Deel I.

Hoofdstuk I : Laboratorium-metodiek

Hoofdstuk 2 : Terrein-metodiek

Deel 2. Terreinwaarnemingen op de slikken tussen de
Rupelmonding en de Zimmermanpolder

Deel 3.

Hoofdstuk I : Sedimenttransportmetingen stroomopwaarts van
Antwerpen

Hoofdstuk 2 : Sedimenttransportmetingen tussen Antwerpen
en Bath

Hoofdstuk 3 : Sedimenttransportmetingen tussen Bath en
Vlissingen

Hoofdstuk 4 : Sedimenttransportmetingen in de omgeving van de
toegangsgeulen tot de Boudewijnsluis en de
Zandvlietsluis en aan de strekdam van de Doel

Hoofdstuk 5 : Flokulatieproeven op Scheldesuspensies

DEEL I.
=====

METHODIEK.

I N L E I D I N G

In de hiernavolgende paragrafen geven we in het kort een beschrijving van de methoden, gebruikt in de loop van ons onderzoek. In de meeste gevallen zijn we hierbij uitgegaan van deze methode welke vrijwel algemeen aangewend wordt en verwijzen we dus naar de literatuur voor een meer uitvoerige beschrijving. In enkele gevallen echter (bezinkingskolom, sedimentometer) werd de methodiek door ons verder uitgewerkt of gewijzigd. We geven hiervan dan ook een meer uitvoerige beschrijving.

HOOFDSTUK I

LABORATORIUMMETODENKORRELGROOTTE-ONDERZOEKA. Voorbehandeling van de monsters

De voorbehandeling van de monsters is afhankelijk van het type korrelgrootte-onderzoek dat moet verricht worden enerzijds, en van het gehalte aan kalk en organische stoffen anderzijds.

A.1. - Inwerking van H_2O_2

De voorbehandeling met H_2O_2 heeft tot doel het organisch materiaal uit het te onderzoeken monster te verwijderen (De Leenheer J. en van Hove J., 1957; Soil Mechanics, 1961; Riezebos P.A., 1968). De nadelige gevolgen van organische stoffen bij het verder onderzoek kunnen als volgt samengevat worden: - Deze stoffen lossen gedeeltelijk op waardoor een verandering van dichtheid van het sedimentatiemilieu ontstaat, welke de bezinkingssnelheid van de sedimentpartikels zal beïnvloeden.

- Het organisch materiaal kleeft eveneens rond de zankorrels, waardoor deze een grotere diameter vertonen ofwel kunnen aaneen-kitten. In beide gevallen wordt de korrelgrootteverdeling nadelig beïnvloed.

- Een gedeelte van het organisch sediment kan eveneens in korrelvorm aanwezig zijn. De dichtheid van deze korrels is merkkelijk lager dan het minerale sediment, zodat ook hier een vervalsing van het korrelgrootteverdelingspatroon optreedt.

- Humus-colloïden bemoeilijken de peptisatie van de fijnste silt- en kleifrakties.

De voorbehandeling met H_2O_2 verwijdert eveneens een gedeelte van

het eventueel aanwezige Ca-karbonaat. (H_2O_2 bevat steeds zuren welke het CaCO_3 oplossen), (De Leenheer J. en Van Hove J., 1957)

Werkwijze :

ongeveer 25 gram van het te behandelen monster wordt in een 1l-bekerglas gebracht. Men voegt hieraan 100cc verdunde H_2O_2 toe (verdunning $1/3 \text{ H}_2\text{O}_2$ konc + $2/3$ gedist. water). Wanneer het monster sterk humushoudend is, volgt een sterke opbruising. Men laat nu het peroxide gedurende 24 uur inwerken. Na deze periode is het sediment volledig bezonken en kan men de heldere vloeistof voorzichtig afhevelen. Men gaat nu het monster verwarmen op een zandbad tot ongeveer 60°C en voegt hieraan 1l verdunde peroxide toe. Dit toevoegen moet ongeveer 12 uur in beslag nemen. Vervolgens laat men de suspensie afkoelen en bezinken. De heldere vloeistof wordt opnieuw afgeheveld. Voor een humusrijk monster kan men deze bewerking een tweede maal hernemen.

Het sediment wordt tenslotte tweemaal gewassen met 1l gedistilleerd water. Men laat opnieuw bezinken en hevelt af.

A.2. - Inwerking van HCl 1N

Verschillende studies hebben uitgewezen dat het kalkgehalte van het sediment in verband kan staan met de korrelgrootteverdeling (Zuur 1936 e.a.) zodat het voordelig is bij een korrelgroottestudie het kalk op voorhand te verwijderen. Verder weten we eveneens dat het kalk als "coatings" rond de korrels kan aanwezig zijn en zelfs aaneenkitting van de korrels kan veroorzaken. (Doeglas D.J. en Smithuysen W.C.B., 1941; De Leenheer J. en Van Hove J., 1957)

Werkwijze :

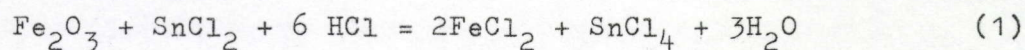
Het verwijderen van de Ca-karbonaten kan gebeuren door eenvoudig toevoegen van 150cc HCl 1N tot geen opbruising meer waargenomen wordt. Deze werkwijze wordt toegepast voor zandrijke monsters, welke niet dienen gedekanteerd te worden.

Indien de analyse doorgezet moet worden tot in de fijnste siltfrakties heeft men er een voordeel bij om het HCl 1N druppelsgewijze toe te voegen aan het vochtige monster. Men gaat hiermede door tot

een zure reactie op lakmoespapier gedurende ongeveer 1 uur blijft bestaan.

Nadat het HCl 1N toegevoegd werd moet men herhaaldelijk met gedistilleerd water spoelen. Dit spoelen werd door ons doorgezet tot dat, na 24 uren bezinken, nog een zwakke suspentie waar te nemen was. Opmerking:

Wil men eveneens het ijzer verwijderen, dan heeft men er voordeel bij om een 10% oplossing van SnCl_2 aan het HCl toe te voegen. (Bietlot A., 1940-1941). Men bevordert nu de reductie van de ferri-ionen tot ferro-ionen en verhoogt zo de oplossing van de ijzer-oxiden.



(deze oplossing ongeveer ½ uur laten inwerken)

A.3. - Drogen en wegen

Nadat het monster behandeld werd met H_2O_2 en HCl wordt het in de oven gedroogd. Hierbij dient men er zorg voor te dragen de temperatuur niet hoger te laten komen dan 50°C , ten einde het "bakken" van de klei te vermijden.

Van het volledig droge (en afgekoelde) monster wordt nu het gewicht bepaald. Dit gewicht is het uitgangsgewicht voor de verdere berekeningen van het korrelgrootte-onderzoek.

A.4. - Vorbereiding voor natte zifting en dekantatie

Het gewogen monster, waarvan de analyse tot in de fijnste silt- en kleifrakties moet doorgezet worden, wordt nu opnieuw in suspentie gebracht. Aan deze suspentie voegt men 50 cc van een peptisant toe. De door ons gebruikte peptisant had volgende samenstelling (Pury A.N. 1932):

- 8,93 g Na-oxalaat
- 1,33 g Na-karbonaat
- gedistilleerd water tot 1 l

Indien alleen een natte zifting, gevolgd door droog ziften en dus geen dekantatie uitgevoerd wordt, is het niet noodzakelijk een peptisant toe te voegen.

B. Bepalen van de korrelgrootte

De korrelgrootteverdeling van het voorbereide monster kan op drieërlei wijze uitgevoerd worden:

- droge zifting
- natte zifting
- dekantatiemethoden - simultane dekantatie
 - sedimentometer
 - bezinkingskolom

B.1. - Natte zifting

Het volledig voorbereide monster wordt nu nat gezift. Dit kan gebeuren op een ziftje van 44µ indien geen verdere analyse van de fijnere frakties plaats grijpt. Het ziftresidu wordt gedroogd (niet hoger dan 50°C), gewogen en vervolgens droog gezift.

Wanneer een nauwkeurige analyse van de siltfrakties vereist is, wordt de natte zifting uitgevoerd met een "Schallfix"-ziftsysteem (trilzeven). Hiermede worden de frakties tussen 62 en 32 µ geanalyseerd. De gebruikte ziften hebben 62 - 53 - 42 en 32 µ maasopening. De fijnere frakties worden opgevangen en bijgehouden voor verdere analyse door dekantatie. De ziftrest van elke zift wordt gedroogd, gewogen en het gewicht omgerekend in procent, ten overstaan van het uitgangsgewicht. De ziftfractie groter dan 62 µ, wordt bijgehouden voor verdere droge zifting.

B.2. - Droge zifting

De zandfrakties, vanaf 62 µ en hoger, worden bepaald door droge zifting. Hiervoor wordt een ziftserie gebruikt met een verschil van 1/4 phi tussen de opeenvolgende ziftopeningen (Wentworth, 1922).

De phi-eenheden worden bepaald volgens Krumbein (1934):

$$1 \text{ phi} = -\log_2 d = \text{colog}_2 d \quad (d \text{ in mm}) \quad (2)$$

Voor elke ziftfractie wordt het resultaat berekend in procent, ten overstaan van het totale uitgangsgewicht (A.3.) en eveneens in kumulatief procent (kumulatief naar de fijnere frakties toe).

B.3. - Dekantatie

De suspensie, welke na nat zeven op 32 μ bekomen werd, kan verder onderzocht worden op zijn korrelgroottesamenstelling. Hiervoor beschikken we over twee methoden:

- de simultaan dekantatie
- de sedimentometer

B.3.1. De simultaandekantatiemethode (Gullentops F.)

Volgens deze methode werd het merendeel van de silt- en kleianalysen uitgevoerd. Ze is gebaseerd op het sedimentatieprincipe van de sedimentpartikels in een vloeistof (water) met gekende dichtheid. Om de valtijden van de partikels te bepalen gaat men uit van de veronderstelling dat deze een bolvorm hebben en dat hun valsnelheid beantwoordt aan de wet van Stokes:

$$v = \frac{\rho_s - \rho_w}{18\mu} g D^2 = C D^2 \quad (3)$$

waarin: v = valsnelheid van de sedimentpartikels

ρ_s = dichtheid van het sediment

ρ_w = dichtheid van de vloeistof

μ = viscositeit van de vloeistof

g = zwaartekrachtversnelling

D = diameter van de sedimentpartikels

C = konstante

Uit deze vergelijking volgt dat, op een ogenblik t , sedimentpartikels met een diameter D , een bepaalde valhoogte H (gemeten vanaf het suspentie oppervlak) zullen doorlopen hebben.

Beschouwen we nu de concentratie c van de suspentie op een hoogte h onder het suspentieoppervlak. Weze c_0 de concentratie van de volledig gehomogeniseerde suspentie op het ogenblik $t = 0$, dan is:

$$c = F(t) \quad (4)$$

Na een tijd immers zal deze uitgangskoncentratie afgenomen zijn, terwijl de vermindering aan concentratie afhankelijk is van de hoeveelheid partikels met een diameter groot genoeg om over een hoogte

h in een tijd t te bezinken

De simultaandekantatiemethode verschilt van de gebruikelijke sedimentatietechnieken (Atterberg, 1914; Oden, 1915; Rose, 1958 e.a.) door het feit dat de hoogte waarop de concentratie c_{ht} gemeten wordt, bij elke meting kleiner is, zodat de tijd, om de fijnste korrel diameters te bepalen, aanzienlijk verkort is. Verder laat deze methode toe, door het opstellen van een nauwkeurig tijdschema, 6 analyses tegelijkertijd uit te voeren.

Werkwijze:

De suspensie met partikels kleiner dan 32 μ (B.1.) wordt tot op 1 l gebracht en overgegoten in een sedimentatiecilinder (fig II.1 a). Men zorgt er nu voor de suspensie goed te homogeniseren tot op een ogenblik $t = 0$. Vanaf dit ogenblik worden volgende bewerkingen uitgevoerd:

1. $t = 0$ men laat de suspensie aflopen tot op niveau 25 cm boven de uitlaat
2. $t = 8$ min a. men laat de suspensie 1 cm uitlopen
 - b. men tapt 50 cc af; deze worden uitgedampt en gewogen; dit gewicht is evenredig met het procent kleiner dan 25 μ
 - c. men laat de suspensie zakken tot op niveau 22 cm boven de uitlaat
3. $t = 11$ min a. men laat de suspensie 1 cm uitlopen
 - b. men tapt 50 cc af (20 μ)
 - c. men laat de suspensie zakken tot op niveau 17 cm
4. $t = 14$ min a. men laat de suspensie 1 cm zakken
 - b. men tapt 50 cc af (15 μ)
 - c. men laat de suspensie zakken tot op niveau 13 cm
5. $t = 22$ min 30 sec. a. men laat de suspensie 1 cm uitlopen
 - b. men tapt 50 cc af (10 μ)
 - c. men laat de suspensie zakken tot op niveau 9 cm

6. $t = 1$ u a. men laat de suspensie 1 cm zakken
 b. men tapt 50 cc af (5 μ)
 c. men laat de suspensie zakken tot op niveau 5 cm
7. $t = 3$ u a. men laat de suspensie 1 cm uitlopen
 b. men tapt 50 cc af (2 μ)
 c. einde van de bewerking.

Op bijgaand voorbeeld (tabel 1) is een tijdschema uitgewerkt, volgens hetwelk het mogelijk is om 6 monsters simultaan te behandelen.

Voor de verdere uitwerking van deze resultaten gaat men als volgt te werk:

1. P = het totaal gewicht van het voorbereide en geanalyseerde monster
2. P_{25} = het gewicht sediment en peptisant in 50 cc, afgetapt op het ogenblik $t = 8$ min
3. k = korrektiefaktor voor de peptisant, aanwezig in 50 cc suspensie (ongeveer 0,0026 g)
4. P_{25-k} = het gewicht sediment in 50 cc, afgetapt op het ogenblik $t = 8$ min
5. F_{25} = korrelgroottefractie grover dan 25 μ , uitgedrukt in procent

$$F_{25} = 100 - \frac{(p_{25-k}) \cdot 20 \cdot 100}{P} \quad (5)$$

B.3.2. De sedimentometer

De sedimentometer (fig II 1 b) is een toestel dat ontworpen werd voor het uitvoeren van korrelgrootte-analysen op zeer fijne poeders (fijner dan 62 μ). De analysemetode is gebaseerd op het sedimentatieprincipe volgens de wet van Stokes. De bekomen resultaten zullen dus ook hier uitgedrukt worden in Stokes diameters.

Een nadeel van de tot nu toe gebruikelijke analysemethoden (bv Atterberg dekantatie, hydrometer methode, sedimentatiebalans) is dat ze vrij tijdrovend zijn en een geoefend personeel vergen. Er werd daarom door Kalshoven J (1966) een nieuwe methode uitgewerkt, welke gebruik maakt van de eigenschappen van stoffen in suspensie om X-stralen te absorberen naar gelang de dichtheid van deze suspensie en een speciale techniek om op zeer vlugge wijze de dichtheidsgradient, ontstaan door het bezinken van de gesuspendeerde deeltjes, op te meten.

N° I	N° II	N° III	N° IV	N° V	N° VI
0' 25 cm	1' 25 cm	2' 25 cm			
7' 24 cm	8' 24 cm	9' 24 cm			
sch. : gewicht : ‰ 25 μ	sch. : gew. : ‰ 25 μ	sch. : gew. : ‰ 25 μ			
11' 21 cm	12' 21 cm	13' 21 cm			
sch. : gew. : ‰ 20 μ	sch. : gew. : ‰ 20 μ	sch. : gew. : ‰ 20 μ			
14' 16 cm	15' 16 cm	16' 16 cm			
sch. : gew. : ‰ 15 μ	sch. : gew. : ‰ 15 μ	sch. : gew. : ‰ 15 μ			
22'30 12 cm	23'30 12 cm	24'30 12 cm	19' 25 cm	20' 25 cm	21' 25 cm
sch. : gew. : ‰ 10 μ	sch. : gew. : ‰ 10 μ	sch. : gew. : ‰ 10 μ			
			26' 24 cm	27' 24 cm	28' 24 cm
			sch. : gew. : ‰ 25 μ	sch. : gew. : ‰ 25 μ	sch. : gew. : ‰ 25 μ
			30' 21 cm	31' 21 cm	32' 21 cm
			sch. : gew. : ‰ 20 μ	sch. : gew. : ‰ 20 μ	sch. : gew. : ‰ 20 μ
			33' 16 cm	34' 16 cm	35' 16 cm
			sch. : gew. : ‰ 15 μ	sch. : gew. : ‰ 15 μ	sch. : gew. : ‰ 15 μ
			41'30 12 cm	42'30 12 cm	43'30 12 cm
			sch. : gew. : ‰ 10 μ	sch. : gew. : ‰ 10 μ	sch. : gew. : ‰ 10 μ
1u 8 cm	1u1' 8 cm	1u2' 8 cm	1u19' 8 cm	1u20' 8 cm	1u 21' 8 cm
sch. : gew. : ‰ 5 μ	sch. : gew. : ‰ 5 μ	sch. : gew. : ‰ 5 μ	sch. : gew. : ‰ 5 μ	sch. : gew. : ‰ 5 μ	sch. : gew. : ‰ 5 μ
3u 4 cm	3u1' 4 cm	3u2' 4 cm	3u19' 4 cm	3u20' 4 cm	3u21' 4 cm
sch. : gew. : ‰ 2 μ	sch. : gew. : ‰ 2 μ	sch. : gew. : ‰ 2 μ	sch. : gew. : ‰ 2 μ	sch. : gew. : ‰ 2 μ	sch. : gew. : ‰ 2 μ

tab 1

Het voordeel van deze nieuwe methode is de snelheid waarmee resultaten bekomen worden, terwijl deze eveneens zeer reproduceerbaar blijken te zijn.

De dichtheidsgradient, welke in de meetcilinder ontstaat en opgemeten wordt door het toestel, wordt automatisch geregistreerd, wat de snelheid en de reproduceerbaarheid van de analyse ten goede komt.

Werkingsprincipe

Bij het toepassen van de Stokes-wet op suspenties van sedimentpartikels weten we dat de concentratie van de suspentie, op een gegeven niveau, een functie is van de tijd (vgl 4)

Vertrekkende van een uitgangskoncentratie c_0 kunnen we nu zeggen dat de concentratie op een niveau h , na een tijd t , gelijk zal zijn aan:

$$c_{(ht)} = c_0 \int_0^{D(ht)} F(D) dD \quad (6)$$

$F(D)$ zijnde de korrelgrootteverdelingsfunctie

Deze laatste functie kan als volgt afgeleid worden:

Noemen we $q(D)$ de hoeveelheid partikels, welke een diameter hebben groter dan een gegeven waarde D , en drukken we $q(D)$ uit in procenten opzichte van de totale hoeveelheid korrels in suspentie n_l . P We kunnen dan schrijven dat Δq procent van de korrels een diameter hebben welke gelegen is tussen D en ΔD , waaruit volgt dat Δq de afname is van de waarde van q welke overeenstemt met een kleine toename van D . De functie $q(D)$ neemt duidelijk af van een maximale waarde 100 (voor de kleinste diameters) tot 0 (voor de grootste diameters).

In limietstand kunnen we nu schrijven dat:

$$\lim_{D \rightarrow 0} \frac{\Delta q}{\Delta D} = - \frac{dq}{dD} = F(D) \quad (7)$$

(het negatieve teken wijst erop dat q afneemt voor een toename aan D).

Integreren we nu de functie $F(D)$ tussen twee waarden D_1 en D_2 dan vinden we het percentage partikels met een korreldiameter gelegen tussen deze waarden.

$$q_1 - q_2 = \int_{D_2}^{D_1} \frac{dq}{dD} dD = F(D)dD \quad (8)$$

Beschouwen we nu een klein interval van deze verdelingskromme in de omgeving van punt D , dan vertegenwoordigt $F(D)dD$ de fraktie van de partikels met een diameter gelegen tussen D en $(D + dD)$. Na een zekere tijd t , zal een gedeelte hiervan uitgevallen zijn nl. $f(D)$. We kunnen dan schrijven dat:

$$f(D) = \frac{v}{h} F(D)dD \cdot t \quad (9)$$

waarin: v = valsnelheid van de sedimentpartikels met een diameter D
 h = de hoogte van de suspentie

In overeenstemming met de wet van Stokes:

$$v = C \cdot D^2 \quad (10)$$

kunnen we nu verder schrijven dat:

$$f(D) = \frac{C}{h} F(D)dD \cdot D^2 \cdot t \quad (11)$$

De ganse beschouwde fraktie zal afgezet zijn wanneer:

$$f(D) = F(D)dD \quad (12)$$

dus als:

$$F(D)dD = \frac{C}{h} F(D)dD \cdot D^2 \cdot t \quad (13)$$

of

$$D_{(ht)} = \sqrt{\frac{h}{C \cdot t}} \quad (14)$$

Wanneer we nu de concentratie op een konstante diepte onder het oppervlak, van de suspentie meten, dan kan de verhouding

$$\frac{c_{ht}}{c_o} = \int_0^{D_{ht}} F(D)dD \quad (15)$$

opgetekend worden en, zoals uit vergelijking (14) en (15) blijkt, wordt dan een kromme van de kumulatieve gewichtsprocenten tegenover t bekomen.

Wanneer we nu eveneens h laten variëren in funktie van de tijd, zodanig dat:

$$D_{ht} = D_o (1 - \alpha t) \quad (16)$$

waarin D_o = de grootste gemeten partikeldiameter

α = konstante welke de tijd aangeeft, nodig voor een volledige meting, uitgedrukt in sec^{-1}

dan geeft het noteren van c_{ht}/c_o (15) een kromme, welke identisch is aan de geïntegreerde korrelgrootteverdelingskromme.

Op het ogenblik 0 wordt $F(D)dD$ opgetekend en na een tijd $1/\alpha$ is de meting ten einde, daar dan $D_{ht} = 0$ en dus alle korrels tussen D_o en 0 opgemeten werden. Uit vergelijking (16) volgt dat ht zo moet gekozen worden dat:

$$ht = D_o^2 (1 - \alpha t)^2 Ct \quad (17)$$

Dit kan verwezenlijkt worden door de meetcylinder met de suspentie op een draaiende schijf (fig II 1b) te plaatsen, welke een straal heeft:

$$R = R_o \left\{ 1 + \gamma \frac{\varphi}{2\pi} \left(1 - \frac{\varphi}{2\pi} \right)^2 \right\} \quad (18)$$

γ = konstante

φ = hoek gemeten vanaf de straal R_o , uitgedrukt in radialen.

Deze schijf moet vanaf een tijd $t = 0$ ronddraaien met een hoeksnelheid welke gegeven wordt door

$$\frac{\varphi}{2\pi} = \alpha t \quad (19)$$

daar $ht = R - R_o$ volgt uit de combinatie van vergelijkingen (17 en 18) en (19) dat:

$$D_o^2 = \gamma \frac{R_o}{C} \alpha \quad (20)$$

Uit deze laatste vergelijking volgt dat het gebied tussen D_o en zero, waarin de kumulatieve procenten gemeten worden, afgezien van enkele konstante termen, afhankelijk is van α . Deze laatste waarde dient dus zo gekozen te worden dat alle partikeldiameters, welke in een gegeven suspentie aanwezig zijn, opgemeten worden. In de praktijk nu betekent dit dat een gedeelte van de metingen tot zeer dicht bij de meniscus zou moeten verricht worden, wat praktisch zeer lastig is.

N.B: R = veranderlijke waarde voor de straal

Metingen echter, verricht op een paar millimeter onder de meniscus geven dezelfde korrelgrootteverdeling als deze verricht op grotere diepte. Dit wordt geïllustreerd in fig. II 2a. Gedurende enkele sedimentatie-analysen, werden drie verschillende concentratieniveaus gevolgd en een kromme opgesteld welke de tijd aangeeft waarop deze gegeven concentraties op een bepaald niveau weergevonden werden. Deze krommen nu blijken rechte lijnen te zijn, welke door de oorsprong lopen. Hieruit volgt dus dat men niet noodzakelijk tot zeer dicht onder de meniscus hoeft te meten.

Opmerkingen

In verband met het meetprincipe van de sedimentometer dient erop gewezen te worden dat in het toestel de dichtheid van de suspensie bepaald wordt aan de hand van een verschil in absorptie voor X-stralen. Deze absorptie nochtans is afhankelijk enerzijds van het atoomnummer van de samenstellende elementen en anderzijds van de gebruikte X-stralen. Dit wordt geïllustreerd in fig. II 2b.

Door Kalshoven J. (1966) werden analyses uitgevoerd om de sedimentometer op zijn goede werking te testen. Deze analyses werden verricht met een suspensie van Th-dioxide, een monomineralogische suspensie dus. Colon F.J. (1964) voerde eveneens proeven uit met de sedimentometer; ditmaal werden glasbolletjes en kwarts gebruikt. In beide gevallen waren het dus eveneens suspensies welke uit enkelvoudige stoffen bestonden.

Uit al deze analyses bleek de bekomen korrelgrootteverdeling zeer goed vergelijkbaar te zijn met de gebruikelijke methoden (algemeen bestaan er verschillen van ongeveer 5% - met de sedimentatiebals zijn de verschillen groter nl. tot 8%).

Naast deze studies hebben we echter eveneens nagegaan in hoeverre de sedimentometer vergelijkbare resultaten gaf met de simultaan-dekantatiemethoden (B.3.1.) waarbij een natuurlijke kalkarme klei gebruikt werd. De resultaten van deze analyses bleken een gelijkaardige overeenkomst te vertonen als deze uitgevoerd door Colon F.J.

Ook hier mag het verschil op ongeveer 5% geschat worden (fig II 2c). Dit wordt geïllustreerd in bijgaand voorbeeld, waar eenzelfde monster tweemaal geanalyseerd werd; met de simultaandekantatiemethode en eenmaal met de sedimentometer.

Reproduceerbaarheid van de gegevens:

De reproduceerbaarheid van de meetresultaten werd op enkele monsters nagegaan. Hiervoor werden twee monsters meerdere malen met de sedimentometer geanalyseerd. Deze analyses gebeurden op verschillende tijdstippen, teneinde zeker te zijn dat fouten, afhankelijk van de regeling van het toestel, vermeden werden.

mu	1a	1b	2a	2b
22	87.00	89.50	72.50	70.00
20	85.00	88.50	70.00	67.50
15	80.50	86.00	63.50	58.50
10	68.00	73.00	51.00	47.00
5	52.50	47.00	29.50	27.00
3	37.00	35.00	?	15.50

Tabel 2

Uit bijgaande tabel blijkt dat, op 5% na, een overeenkomst tussen de krommen bestaat. Een verder doorgevoerde studie kan in dit verband slechts worden uitgevoerd nadat enkele onvolkomenheden van het apparaat op punt zullen gezet zijn. Hierdoor zal trouwens de nauwkeurigheid van de analyses nog opgevoerd worden.

B.3.3. De Bezinkingskolom

Het meten van de korrelgrootte van de suspensie in natuurlijke toestand, dus zoals ze in de rivier zelf aanwezig is, is een probleem dat niet kon opgelost worden met bovenvermelde meettechnieken. De reden hiervan is dat na de bemonstering van de suspensie, deze onmiddellijk uitflokuleerde, gedroogd werd en daarna eventueel blootgelegd werd aan de inwerking van scheikundige produkten. Van de natuurlijke korrelgrootte toestand blijft dus (waar het de fijnste frakties betreft), nagenoeg niets over.

We hebben daarom gebruik gemaakt van een eenvoudige meettechniek, welke aan boord van een meetvaartuig zelf kon toegepast worden, om toch iets meer te vernemen over de korrelgrootte van in de Schelde gesuspenderde stoffen.

In een bezinkingsbak (fig II 1c) worden op het schip 50 liter rivierwater onder hoge snelheid ingepompt, zodat een homogene suspensie ontstaat. Deze laat men bezinken (uitflokuleren) terwijl in functie van de tijd het bezonken volume opgemeten wordt. Dit is afleesbaar op de onderaan aangebrachte, nauwkeurige geijkte, maatcylinder.

Nadat alle sediment bezonken is, wordt deze maatcylinder verwijderd en de dichtheid van het bezonken sediment bepaald. Als verdere parameters worden eveneens de uitgangskoncentratie (C_0), de temperatuur (t) en het zoutgehalte (S) van de suspensie bepaald.

De kennis van de temperatuur en het zoutgehalte is noodzakelijk, gezien het feit dat de proeven verricht worden in rivierwater, waarin deze parameters verschillen van de normale laboratorium omstandigheden voor het uitvoeren van korrelgrootte-analysen. Aan de hand van deze parameters worden vervolgens de dichtheid (ρ) en de viscositeit (μ) bepaald waarmee verder rekening dient gehouden te worden bij het berekenen van de valsnelheid van de partikels volgens de wet van Stokes.

De bezinkingskromme, welke tijdens de analyse opgetekend wordt, moet nu omgerekend worden in een korrelgrootteverdelingskromme. Deze laatste werd reeds eerder besproken (par. B.3.2.), We kunnen schrijven dat op een ogenblik t' alle partikels met een diameter groter of gelijk aan $\frac{h}{C \cdot t}$, zullen bezonken zijn. De totale hoeveelheid hiervan (A) kunnen we als volgt uitdrukken:

$$A = F(D) dD \quad (21)$$

Op hetzelfde ogenblik echter is eveneens een hoeveelheid partikels met een diameter kleiner dan D , vanaf een lager niveau, bezonken.

Noemen we deze hoeveelheid (B):

$$B = \int_0^{\frac{h}{CD}} f(D) = \int_0^{\frac{h}{Ct'}} \frac{C}{h} F(D) \cdot D^2 \cdot t' dD \quad (22)$$

De totale bezonken hoeveelheid kunnen we dus beschrijven als volgt:

$$Pt' = A + B \quad (23)$$

Substitueren we t' door t dan hebben we een analoge functie van de tijd t als deze welke we tijdens de analyse opmeten. Differentiëren van deze functie naar de tijd geeft;

$$\frac{dP_t}{dt} = \int_0^{\frac{h}{Ct}} \frac{C}{h} F(D) \cdot D^2 \cdot dD \quad (24)$$

C. Verwerking van de resultaten

C.1. Grafische weergave van het resultaat

Het resultaat, bekomen uit de zeef en dekantatieanalyses, wordt omgerekend in procenten ten overstaan van het totale gewicht voorbereid sediment (dus zonder rekening te houden met het verwijderde kalk en organisch materiaal). Deze procenten worden dan verder omgezet in kumulatieve procenten, kumulatief naar de fijnste frakties toe.

Vervolgens worden deze resultaten grafisch weergegeven in een diagramma met een abscis op basis van de phi-eenheden en een ordinaat met een Gauss-verdeling. Deze manier van voorstellen werd ingevoerd door Udden (1898 en 1914) en later licht gewijzigd door Wentworth (1921) en Krumbein (1936). De Gaussordinaat wordt besproken bij Hazen (1914) en Hatch en Choate (1929). Een recentere bespreking van deze grafische weergave vindt men bij Folk - (1966). Het voordeel van deze weergave is, volgens de hogergenoemde auteurs, het feit dat zogenaamde normale verdelingen door een rechte lijn voorgesteld worden en afwijkingen hiervan gemakkelijk kunnen bestudeerd worden.

De grafische weergave van de resultaten heeft tenslotte nog het voordeel dat een groot aantal monsters vlog met elkaar kunnen vergeleken worden en zo populaties van sedimenten vastgesteld. Anderzijds kunnen kleine afwijkingen van de kromme genoteerd worden (knikken of eventuele fouten bij de analyses) welke met een zuiver wiskundige benadering niet opvallen.

C.2. Parameters

Korreldiameter:

Als korreldiameter wordt bij de ziften de waarde van de onderste ziftopening weergegeven. Bij de dekantatieanalyses wordt als diameter, de diameter van een bol genomen welke in het gegeven milieu, een gelijke valsnelheid heeft als het beschouwde sedimentpartikel (Stokes-diameter). Er bestaat dus tussen beide methoden een essentieel verschil wat de gebruikte grootte betreft. Hiermede moet rekening gehouden worden bij de interpretatie van deze gegevens.

Volgens Berthois L en Gendra A (1966) is de verhouding tussen de nominale diameter "dn" (dit is de diameter van de bol welke hetzelfde volume heeft als het beschouwde sedimentpartikel) en de zeefopening "Vm":

$$\frac{dn}{V_m} = 1.15 \quad (25)$$

Deze verhouding geldt voor kwartskorrels met een dichtheid gelijk aan 2.65, en kan dus aanzienlijke verschillen vertonen door de aanwezigheid van zware mineralen.

De verhouding tussen de minimale diameter en de Stokes-diameter "ds" is volgens Rose (1958)

$$\frac{dn}{ds} = 1.10 \quad (26)$$

Deze verhoudingen gelden hoofdzakelijk voor korrels kleiner dan 100 μ . Voor grotere waarden van de sedimentatiemeters kunnen ze gans anders liggen.

We kunnen hieruit nochtans afleiden dat voor sedimentpartikels, kleiner dan 32 μ , welke met de dekantatiemethoden geanalyseerd

werden, de afwijkingen geen al te grote waarden vertonen en de metoden in zekere mate (fout kleiner dan 10%) vergelijkbaar zijn.

Gemiddelde korrelgrootte:

Om de gemiddelde korrelgrootte uit te drukken, maken we gebruik van twee parameters nl. de "mediaan" en de "mean".

Mediaan: - Md - dit is de korrelgrootte waarbij 50% van het sediment grover is. Dit is dus het punt waar de kumulatieve kromme 50% lijn snijdt. Deze parameter is de meest gebruikte om het sediment te karakteriseren, maar volgens sommige auteurs is het eveneens de minst akkurate (Folk, 1966)

Mean: - M - De mean of gemiddelde wordt als volgt mathematisch bepaald:

$$M = \frac{1}{2}(d_{16} + d_{84}) \quad (27)$$

waarin de waarden d_{16} en d_{84} de punten zijn waar de kumulatieve kromme de 16% en de 84% lijn snijdt. Deze waarden zijn hier uitgedrukt in phi-eenheden.

Deze laatste waarde voor de gemiddelde korrelgrootte heeft een grotere sedimentologische betekenis dan de mediaan-waarde, vermits ze beïnvloed wordt door het milieu van de afzetting en de grootte van de transportagent (Inman, 1952; Folk, 1966).

Sortering

- So - De sortering is een maat voor de dispersie van het sediment. Hij wordt als volgt berekend:

$$So = \frac{1}{2}(d_{84} - d_{16}) \quad (28)$$

Alle waarden zijn uitgedrukt in phi-eenheden. We kunnen eveneens de volgende verbale schaal voor de sorteringsgraad gebruiken:

zeer goed gesorteerd	-- 0.38
goed gesorteerd	-- 0.51
matig goed gesorteerd	-- 0.69
matig gesorteerd	-- 0.92
slecht gesorteerd	-- 1.76
zeer slecht gesorteerd	-- 3.41
uiterst slecht gesorteerd	

Deze schaal is gebaseerd op de sorteringsschaal voorgesteld door Folk and Ward, (1957). Volgens deze auteurs wordt de sorteringsgraad berekend als volgt:

$$S_I = \frac{1}{4} (d_{84} - d_{16}) + \frac{1}{6.6} (d_{95} - d_5) \quad (29)$$

Friedman (1962) nu berekende dat de omzetting van S_I naar S_o kon gebeuren volgens de vergelijking:

$$S_o = 0,8284 S_I + 0,1017 \quad (30)$$

Het is van deze vergelijking dat we zijn uitgegaan om de sorteringsschaal van Folk and Ward in bovenstaande schaal om te rekenen.

Scheefheid:

- Sk - De scheefheidsgraad van het sediment wordt berekend als volgt (Inman, 1952):

$$Sk = (Md - M) / So \quad (31)$$

Alle waarden zijn uitgedrukt in phi-eenheden.

Een curve met een normale Gaussverdeling is symmetrisch ten overstaan van M . Deze curve heeft een Sk waarde gelijk aan 0. Iedere afwijking naar de grovere frakties geeft een negatieve scheefheid, terwijl een afwijking van de kromme naar de fijnere frakties een positieve scheefheid geeft.

Siltratios:

In de meeste analyse, welke uitgevoerd werden, was het klei- en siltgehalte vrij hoog gebleken en bleken de bovengenoemde parameters eerder inadekwaat te zijn (o.a. omwille van een zeer hoge So -waarde) bij het typeren van de korrelgrootteverdelingen. We hebben daarom gebruik gemaakt van andere parameters.

-- Een eerste soort parameters bestaat erin om de kumulatieve procentuele toename in de siltfrakties, bij stijgende korrelgrootte, tussen verschillende monsters te vergelijken, en dit onafhankelijk van de hoeveelheid aanwezige klei. Op deze wijze bekomen we een middel om de onderlinge verhoudingen van de verschillende siltfrakties tussen een groot aantal monsters te vergelijken.

Sommige auteurs (o.a. Favejee, 1960) hebben hierin een middel gezien om fluviatiele en mariene sedimenten van elkaar te onderscheiden. Dit is een tweede reden waarom we het nuttig geacht hebben deze methode toe te passen. In de praktijk komt deze methode hierop neer dat men de verhouding maakt tussen bv het procent kleiner dan 5 mu (vervolgens 10, 15, 20, 25, 32, 42, 62 mu) en het procent kleiner dan 2 mu. Deze verhoudingen worden dan onderling en tussen verschillende monsters vergeleken.

- Een tweede soort parameters, welke we toegepast hebben, bestaat erin om de grovere siltfrakties (tussen 62 en 15 mu) onafhankelijk van de fraktie kleiner dan 15 mu te vergelijken met de fraktie tussen 15 en 2 mu (fijne siltfraktie) en deze laatste onafhankelijk van de fraktie kleiner dan 2 mu (kleifraktie).

We krijgen dus:

$$\frac{62 - 15}{15} \text{ vs } \frac{15 - 2}{2}$$

MORFOSCOPISCH ONDERZOEK

Bij de beschrijving van het sediment, naast de korrelgrootte, moet er eveneens rekening gehouden worden met de vorm van de sedimentpartikels. Bij de studie van het sedimenttransport immers wordt veelal uitgegaan van de vooropstelling dat de sedimentpartikels een bolvorm bezitten. In werkelijkheid echter wijken deze hiervan af en een elementaire beschrijving van de vorm van het sediment dringt zich op. Deze beschrijving gebeurt in het morfoscopisch onderzoek.

De studie van de vorm van de sedimentpartikels kan zeer ver doorgevoerd worden. Wij hebben ons echter beperkt tot de beschrijving van de afrondingsgraad volgens een methode vooropgesteld door Powers (1953). Men kan de afrondingsgraad bestuderen door het meten van de verschillende diameters van elk sedimentpartikel.

Steunend echter op de formule van Wadell (1935):

$$p = \frac{\sum \frac{r}{R}}{N} \quad (32)$$

waarin: p = de afrondingsgraad

r = de straal van de ingeschreven cirkel

R = de straal van de grootste ingeschreven cirkel

N = aantal metingen van r

heeft Powers een schaal opgesteld welke er als volgt uitziet:

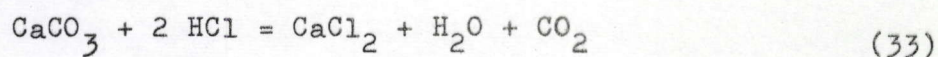
zeer hoekig	VA	$p = 0.12 - 0.17$
hoekig	A	$p = 0.17 - 0.25$
half hoekig	SA	$p = 0.25 - 0.35$
half afgerond	SR	$p = 0.35 - 0.50$
afgerond	R	$p = 0.50 - 0.70$
zeer afgerond	VR	$p = 0.70 - 1.00$

Vervolgens werden een serie voorbeelden, welke aan ieder lid van deze schaal beantwoorden, gefotografeerd, zodat een vluggetelling door vergelijk met deze modellen kon uitgevoerd worden. Ten einde de beschrijving van de vorm nog ruimer te maken, wordt tevens onderscheid gemaakt tussen korrels met een eerder langgerekte vorm (LS) en deze met een meer bolle vorm (HS)

Tot slot wordt van elke korrel eveneens vermeld of hij een mat oppervlak, dan wel een glanzend oppervlak heeft.

BEPALEN VAN HET KALKGEHALTE

Het kalkgehalte van de monsters werd bepaald door inwerking van HCl 6N op het fijngemalen en goed gehomogeniseerde monster. Hierbij werden de Ca-karbonaten ontbonden en het ontwijkende CO_2 gas volumetrisch bepaald.



Bij het volumetrisch bepalen van het ontwijkende CO_2 gas moeten we rekening houden met de gaswetten van Boyle - Mariotte:

$$\frac{P \cdot V}{T} = R \quad (34)$$

waarin: P = de heersende druk in mm kwik

V = het molair volume

T = de absolute temperatuur in °Kelvin

R = een universele konstante

Voor de gebruikte Calcimeter geldt onder normale laboratorium omstandigheden (20°C en 756,5 mm kwikdruk) dat 0,828 g CaCO_3 een volume uitwijking van 200 cc veroorzaakt. De meetfout voor een afwijking in de temperatuur bedraagt 0,18% CaCO_3 en 0,6% CaCO_3 voor een afwijking van 10 mm kwikdruk.

BEPALEN VAN HET KOOLSTOFGEHALTE

Het koolstofgehalte van de sedimenten werd bepaald volgens een methode uitgewerkt door Walkley H.A. (1934 en 1935). Het principe van deze methode is gebaseerd op een oxidatie in vochtig midden van het organisch koolstof door inwerking van K-bichromaat (1N) in aanwezigheid van gekoncentreerd zwavelzuur. De overmaat K-bichromaat wordt vervolgens getitreerd door Ferro-sulfaat in aanwezigheid van diphenylamine, dat hier dienst doet als oxido-reduktie indikator. De analyses werden verricht op 1 g goed gehomogeniseerd en fijn-gemalen monster.

Deze methode biedt het voordeel dat er geen invloed van eventueel aanwezig CaCO_3 is.

Het organisch materiaal van een bodem bevat ongeveer 58% C (Van Bemmelen faktor), (o.a. Puustjärvi V., 1955). Men kan dus door vermenigvuldigen met 1,72 een beeld krijgen van het organisch materiaal in het sediment.

BEPALEN VAN HET GLAUCONIETGEHALTE

Het glauconietgehalte van enkele monsters werd bepaald door magnetische scheiding met behulp van een elektromagneet. De analyses werden uitgevoerd op 1 à 2 gram monster.

BEPALEN VAN DE ZWARE MINERALEN

De studie van de zware mineralen werd verricht op de korrel-grootte frakties tussen 62 en 250 μ . De scheiding van de zware mineralen werd verricht met Bromoform ($d = 2.87$) nadat de monsters voorafgaandelijk behandeld werden met H_2O_2 en HCl 1N (zie voorbe-

reiding korrelgrootte onderzoek) en droog gezift.

De zware mineralen werden gemonteerd in canadabalsem (brekingsindex 1,54). Van elk monster werden 200 korrels gedetermineerd.

BEPALEN VAN DE LICHT MINERALEN

Van enkele monsters werden de lichte mineralen (d kleiner dan 2,9) bestudeerd. Dit werd uitgevoerd op monsters welke voorafgaandelijk behandeld werden met H_2O_2 en HCl 1N en droog gezift. De fraktie tussen 62 en 250 μ werd onderzocht.

De monsters werden gemonteerd in anijsolie (brekingsindex = 1,54). Voor elke analyse werden 100 korrels gedetermineerd.

DOSEREN VAN KLEINE HOEVEELHEDEN SEDIMENT IN SUSPENSIE

Het doseren van sediment dat in suspensie vervoerd wordt, kan op verschillende wijzen gebeuren (o.a. Sainclivier M. et Berthois L., 1954). De door ons gevolgde methode bestond erin het sediment te laten bezinken in een fles van 1000 cc inhoud. (Zodra het monster op het terrein genomen was, werd het in deze fles bewaard). Hiervoor lieten we het monster gedurende 48 uren rusten op het laboratorium.

Het overtollige water werd dan voorzichtig afgeheveld en het bezonken monster overgebracht in een centrifugebeker. Vervolgens werd het sediment verschillende malen gewassen en gecentrifugeerd met gedistilleerd water om alle zouten te verwijderen. Daarna werd het gedroogd en gewogen. Het bekomen gewicht werd dan omgerekend in gram per liter, waarbij rekening moest gehouden worden met het juiste volume dat op het terrein bemonsterd werd.

MAKEN VAN LAKFILMEN

Ten einde de structuren van de sedimenten te kunnen bestuderen, hebben we naar een methode gezocht om kleine boorkernen te verharden. De gevolgde methode is beschreven in Maarse H. and Terwindt J.H.J., 1963.

Het polyestermengsel dat gebruikt werd, heeft volgende samenstelling:

- Vestopal H (polyester resine)	85
- Styreen (oplosmiddel)	15
- Butanox (initiator)	4
- Cobalt octoaat (1% Co)	2
(versneller)	

Na $\frac{1}{2}$ à 1 uur is dit mengsel gestold en na 2 à 3 dagen is het voldoende hard om verder behandeld te worden.

X STRAAL FOTOS

Van deze lakprofielen kan men een dunne sektie maken (0,5 cm) Deze sekties kunnen met een X-stralen kamera gefotografeerd worden, waarbij de differentiële absorptie van zand en klei voor X-stralen toelaat om sommige mikrostrukturen in detail te bestuderen.

De X-straal foto's werden gemaakt met een apparatuur gebruikt voor metaalstudie.

HOOFDSTUK II

TERREIN METODEN1. PLAATSBEPALING.

Waar het voor de terreingeoloog op het vasteland geen probleem is om een plaatsbepaling uit te voeren, met behulp van kompas, topografische kaarten en een paar goede ogen, is dit heel wat lastiger voor de sedimentoloog, welke zijn metingen vanop een schip verricht. Niets is inderdaad bedrieglijker dan het schatten van een afstand op het water bij gebrek aan referentiepunten.

Het materiaal dat we voor onze plaatsbepaling gebruiken, bestaat uit: - rivierkaarten

- horizontale sextant

- plaatspasser

A. Rivierkaarten

Deze werden ons gewillig ter beschikking gesteld door de Antwerpse zeediensten, ministerie van openbare werken.

Er zijn verschillende soorten van kaarten voorhanden:

- overzichtskaarten: (schaal 1:5000) deze worden jaarlijks opge-
maakt aan de hand van de peilkaarten. Deze kaarten bevatten alle nuttige gegevens zoals: signalisatie voor de navigatie, vaste herkenningspunten welke goed van op de rivier zichtbaar zijn, dieptelijnen, enzomeer.

Volgende kaartbladen werden door ons gebruikt:

Drij Goten - Temse

Temse - Rupelmonde

Rupelmonde - Burcht

Rede - Antwerpen

Filip - Oosterweel

Doel - Filip

Saaftinge - Doel

Voor zover gewerkt werd op Nederlands grondgebied, waren gelijksoortige kaarten voorhanden, opgemaakt door de Rijkswaterstaat te Vlissingen.

- peilkaarten: (schaal 1:2000 of 1:5000) deze kaarten geven de meest recente dieptepeilingen weer op een bepaalde plaats. Ze worden alleen op die plaatsen opgemaakt waar, hetzij door baggerwerken, hetzij door de bouw van kunstwerken allerhande, een belangrijke wijziging in de bodemconfiguratie opgetreden is.

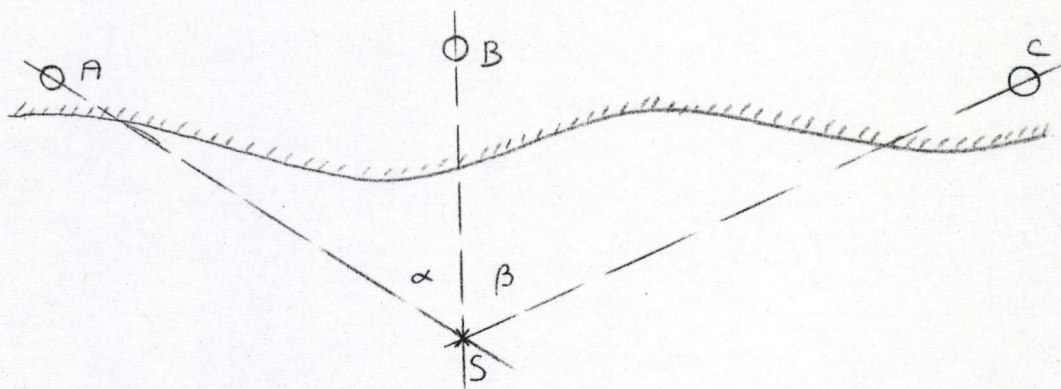
Het is zonder meer duidelijk dat, dat voor het uitvoeren nauwkeurige sedimenttransportmetingen deze kaarten onmisbaar zijn.

- Tenslotte werd, waar een minder nauwkeurige plaatsbepaling vereist was, of omwille van de overzichtelijkheid, eveneens gebruik gemaakt van de kaartenmap "SCHELDE, monding-Rupel" uitgave 1963 tot 1969, uitgegeven door het Ministerie van Openbare Werken, Antwerpse Zeediensten - Hydrografie.

B. Plaatsbepaling

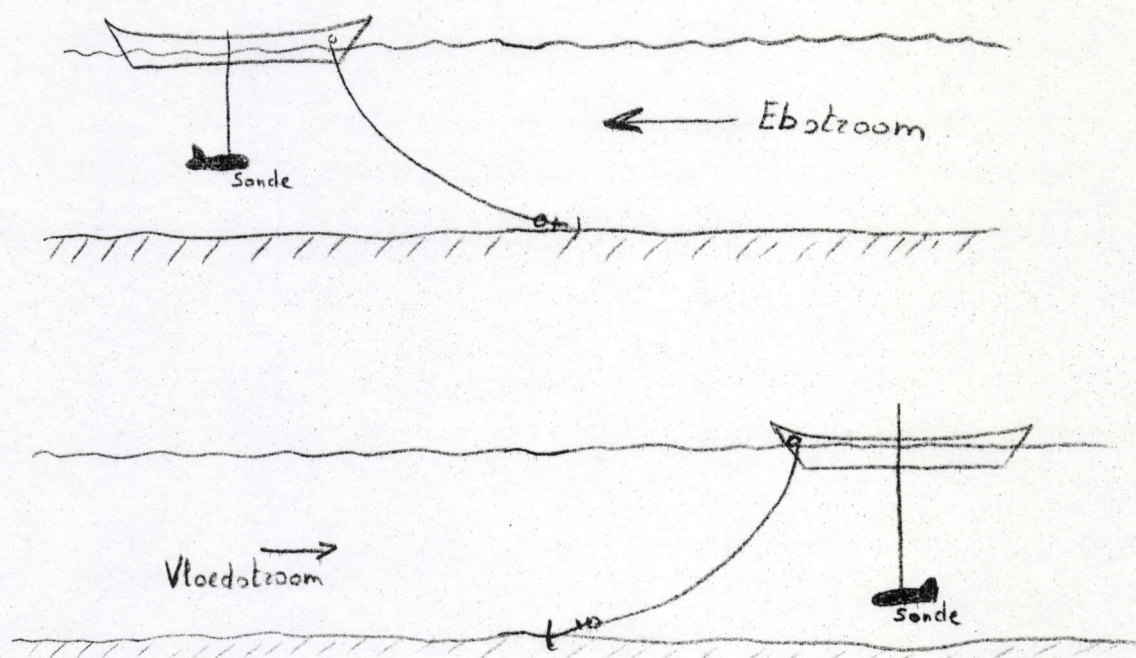
De nauwkeurige plaatsbepaling van het meetpunt op de stroom is zeer belangrijk voor de latere interpretatie van de meetresultaten.

De plaatsbepaling werd uitgevoerd ten opzichte van zogenaamde "vaste herkenningspunten". Hieronder verstaan we die punten welke vanop de rivier duidelijk zichtbaar en herkenbaar zijn, en waarvan de geografische coördinaten nauwkeurig opgemeten en opgetekend werden door de Antwerpse Zeediensten. Voor de bepaling van een meetpunt worden de beide hoeken α en β opgemeten, welke, in een horizontaal vlak, gemaakt worden door de verbindingslijnen tussen de meetboot (S) en drie vaste herkenningspunten (A,B,C), zoals verder verduidelijkt wordt op bijgaande schets. Voor het opmeten van de hoeken werd gebruik gemaakt van een sextant "Lorieux - Lepetit".



De opgemeten hoeken werden verder op kaart gebracht met behulp van een Station-Pointer "Hezzanith"

Wat de nauwkeurigheid van de plaatsbepaling betreft, moet men rekening houden met de schaal van de kaart waarop gewerkt wordt. Voor een schaal van 1:5000 geldt 1 mm op schaal overeenkomst met 5 m in werkelijkheid. Hierbij moeten we er verder rekening mee houden dat, voor zover de metingen verricht worden vanop een voor anker liggend schip, dit laatste steeds enige beweging vertoont tengevolge van de wind. We nemen dus aan dat, behoudens eventuele afwijkingen van de Sextant of Station pointer, een nauwkeurigheid met een straal van 5 m mag verondersteld worden.



Tenslotte wijzen we hier nog op het feit dat, voor zover 13 uren op eenzelfde plaats gemeten wordt, bij kentering van de stroming het schip gaat ronddraaien. Het gevolg hiervan is een verplaatsing van het meetpunt van ongeveer 30 m. (dit is afhankelijk van de lengte van de ankerketting en moeilijk te controleren). Het is dus noodzakelijk een plaatsbepaling uit te voeren bij vloed en bij eb.

II. DIEPTE-METINGEN

Voor zover het de keuze van een meetplaats of meetpunt betreft, kan men zich refereren op de meest recente rivier- of zee-kaarten. Tijdens de metingen echter zijn deze gegevens niet meer voldoende en moet een meer aangepaste dieptemeting uitgevoerd worden. Tengevolge van het getij treedt namelijk voortdurend verandering in de diepte op, terwijl het meten, bevoordeeld op een bepaalde hoogte boven de bodem, een voortdurende kennis van de diepte vereist.

De methoden om de diepte te bepalen zijn: - peilstok
 - lood
 - echolood

A. Peilstok

Bestaat uit een om de 10 cm gemerkte lat, enkele meters lang. Deze methode is uiteraard slechts geschikt voor zeer geringe dieptes.

B. Lood

Bestaat uit een zwaar gewicht (in functie van de te meten diepte) opgehangen aan een gemerkte draad (touw of kabel). Hiermee kunnen tot zeer grote dieptes gemeten worden. Men zou eveneens de kabel waaraan de meetapparatuur opgehangen is als dieptesonde kunnen gebruiken ware het niet dat deze door de stroming meegesleurd wordt en dus in werkelijkheid nooit loodrecht naar beneden hangt, maar een grote lus vormt waardoor geen goed beeld van de diepte bekomen wordt.

C. Echolood

Deze laatste methode is gebaseerd op het geluid. Haar grote voordelen zijn een groot aantal vlugge metingen (6 per seconde of meer) waaruit een gemiddelde berekend wordt, hoge nauwkeurigheid en continue registratie van de meetresultaten. Daarbij heeft het gebruik van de echosounder zijn voordeel bewezen in het onderzoek van de bodemstructuren en als hulpmiddel bij het uitvoeren van metingen.

Principe: de diepte wordt bepaald door de tijd te meten waarin een geluissimpuls, uitgezonden door de zendpost de bodem bereikt en weerkaatst wordt naar de ontvangstpost. De helft van de gemeten tijd komt met de ware diepte overeen.

Interpretatie van de meetresultaten: het geluid plant zich veel sneller voort in water dan in lucht en vertoont er praktisch geen energieverlies. Men moet echter wel rekening houden met het feit dat de voortplantingssnelheid van het geluid afhankelijk is van de temperatuur en het zoutgehalte (fig II 3a en b), (Sverdrup e.a. 1966).

Zoals uit de figuur blijkt, is de voortplantingssnelheid het kleinste (en dus de weergegeven diepte het grootste) in een zeer koud en zoet watermilieu, terwijl in warm en zout water de snelheid veel hoger ligt (dus de gemeten diepte kleiner zal zijn). Het verschil in diepte tussen de beide uitersten kan meer dan 5% bedragen. Bij de meeste apparaten worden tabellen geleverd, waaruit men de correctie voor zoutgehalte en temperatuur onmiddellijk kan bepalen. Het door ons gebruikte toestel (de Ferrograph Inshore Graphic Sounder) is afgestemd op een voortplantingssnelheid van 1463 m/sec. Uit een studie van Owaki N. blijken verder de frequentie en de intensiteit van de uitgezonden geluidsimpulsen een belangrijke invloed te hebben op de gemeten diepte in een slibrijke omgeving. Uit bijgaande figuur (fig II 3c) zien we dat met afnemende frequentie een grotere diepte gemeten wordt.

Tenslotte vermelden we nog dat de opening van de uitgezonden geluidsbundel belangrijk is, voor de nauwkeurigheid waarmee men de bodem wil onderzoeken.

Daar de meeste afwijkingen, welke men kan aantreffen, konstanten zijn voor een bepaald toestel in functie van het watermilieu waarin gemeten wordt, is het best dat een regelmatige ijking uitgevoerd wordt.

Verdere toepassingen van de Echosounder: we hebben reeds gewezen op het voordeel welke de echosounder biedt voor een nauwkeurige en continue registratie van de diepte. De mogelijkheden van dit toestel zijn echter veelvuldiger. Zo kan men bevoorbeeld overgaan tot een nauwkeurig onderzoek van de bodemstructuren in de omgeving van het meetpunt gedurende metingen (bv studie van megarippels fig II 4a of andere oneffenheden fig II 4b van het bodemoppervlak). Verder is het eveneens mogelijk om de aanwezigheid van sliblagen te detekteren in functie van de reeds vroeger aangehaalde waarnemingen van Owaki (fig II 4c).

Belangrijker nog is het gebruik van de echosounder voor het nauwkeurig situeren van de diepte waarop de meetapparatuur zich bevindt (fig II 4d). Niet alleen is deze diepte niet zeer nauw-

keurig op de gemerkte ophangkabels af te lezen, maar verandert ze eveneens tengevolge van bewegingen van het schip (fig II 4e). Vooral deze laatste waarnemingen spelen een grote rol bij de interpretatie van de meetresultaten.

III. MONSTERNAME

Het nemen van monsters heeft een dubbel doel. Enerzijds is het nodig regelmatig watermonsters te nemen op verschillende dieptes, teneinde de automatisch registrerende toestellen te ijken of te controleren. Hiervoor is over het algemeen een kleine hoeveelheid watermonster (1000 cc) voldoende. Anderzijds werden monsters genomen voor verdere analyse op het laboratorium (korrelgrootte-onderzoek, mineralogisch onderzoek enz.). Hiervoor is een grotere hoeveelheid materiaal noodzakelijk, in functie van het uit te voeren onderzoek.

A. Bodemmonsters

Voor het nemen van bodemmonsters werd gebruik gemaakt van een zogenaamde "Van Veen grijper" (Van Veen 1936), fig (II 5a) of van een "Coupe Gilson" (Gilson G. 1900), fig (II 5b). Beide toestellen werken zeer goed bij stroomstilstand, of zeer geringe stroming. Bij grotere stroming is het noodzakelijk het schip te laten meedrijven met de stroom. Dit laatste is niet mogelijk bij een voor anker liggend schip (bv 13 uur metingen op een bepaalde plaats). De Van Veen grijper heeft verder het voordeel dat in zeker mate nog een idee van de bodemstructuur kan verkregen worden.

Een nieuw toestel voor het nemen van bodemmonsters is de "S h i p e k s e d i m e n t s a m p l e r" (fig II 5c). Deze bodemgrijper heeft het enorme voordeel dat, gezien de grote kracht en snelheid waarmee een halve cylinder in de bodem gedreven wordt, een zo goed als ongestoorde sekte van de bodem bovengehaald wordt. Het grote gewicht (61 kg) van dit toestel maakt dat het zelfs bij grotere stromingen nog kan gebruikt worden. Dit laatste is vooral belangrijk wanneer gewerkt wordt in een rivier.

B. Suspensietransport

Het nemen van watermonsters voor het bestuderen van het transport in suspensie, gebeurde op verschillende manieren, naarmate een grotere of kleinere hoeveelheid monsters noodzakelijk was.

Verzwaarde fles: hiermede was het mogelijk monsters van 1000 cc water te nemen. Het nadeel van deze fles is dat ze bij een grotere stroomsnelheid niet zeer diep onder het wateroppervlak kan gebracht worden. Anderzijds is het moeilijk met deze methode een instrument te ijken, gezien het bijna onmogelijk is op dezelfde plaats als het ondergedompelde instrument een monster te nemen.

Waterpompen: voor het nemen van grotere hoeveelheden water werd gebruik gemaakt van een waterpomp "Stork", met benzine motor, waarop een waterslang van 1 duim diameter aangesloten was. De kop van de aanzuigdarm is verder voorzien van een filter om verstopping te voorkomen (fig II 5d). Deze kop werd iets boven en achter de meetcellen bevestigd. Het voordeel van deze methode is dat op elk willekeurig ogenblik een monster kan genomen worden, op de plaats zelf waar zich de meetcellen bevinden.

In sommige gevallen werd eveneens gebruik gemaakt van elektrisch aangedreven immersiepompen (Acec, Bibo). Deze laatste zijn echter slechts beschikbaar voor zover men over voldoende elektrische stroom kan beschikken (220 V AC).

Bij het gebruik van waterpompen is het zeer belangrijk dat men rekening houdt met het debiet welke de pomp levert. Immers bij een te geringe stroomsnelheid van het water loopt men gevaar dat de grovere zandpartikels bezinken en dus niet mee bemonsterd worden. Om hieraan te voorkomen werd het minimum debiet van de pompen als volgt bepaald:

$$\begin{aligned} \text{waterslang: doormeter } 1'' &= 2,54 \text{ cm.} \\ \text{sektie} &= 5,06 \text{ cm}^2 \end{aligned}$$

Een zandkorrel van 2 mm heeft een valsnelheid van ongeveer 20 cm per sec, waaruit volgt dat het minimum debiet moet gelijk zijn aan:

$$20 \text{ cm/sec} \times 5,06 \text{ cm}^2 = 101,20 \text{ cm}^3/\text{sec} = 0,101 \text{ l/sec}$$

wat overeenkomt met een debiet van 6 l/min. De door ons gebruikte

waterpomp gaf een debiet van 30 à 40 l/min. wat dus meer dan voldoende is.

Centrifuge: in de meeste gevallen werden watermonsters genomen in flessen van 1,30 of 50 liter water, naargelang de noodzakelijke hoeveelheid. Een andere methode bestaat in het rechtstreeks centrifugeren van het opgepompte water. Het voordeel van deze methode is dat een groter sedimentmonster verkregen wordt, wat nuttig is voor meer uitgebreide laboratorium analyses. Anderzijds levert 10 of 15 minuten centrifugeren van een monster, dat een beter inzicht in de aard en samenstelling van het materiaal in transport geeft dan wanneer alleen op een bepaald ogenblik gemonsterd wordt. Vooral continue metingen van suspensiedichtheid toonden aan dat hierin grote en vlugge schommelingen kunnen optreden (belangrijk voor het kennen van uiterste waarden).

Siphon sampler: dit toestel (Jakobsen B., 1961) bestaat uit een polyethyleen fles met een inhoud van 10 l. (fig II 5e) welke aan een signalisatiepaal op de slikke bevestigd wordt. Doorheen de afsluitdop van de fles steken twee hevels, waarvan 1 tot op zowat 10 cm van de bodem van de fles en de tweede gans bovenaan.

Langs deze hevel, waarvan de inlaat 10 à 20 cm van het slikke oppervlak verwijderd is, kan het water bij vloed in de fles stromen,

Tussen in- en uitstromen van het water verlopen meerdere uren, zodat alle materiaal in suspensie aanwezig, kan bezinken. Het uitstromen van het water verloopt daarbij voldoende langzaam om geen bezonken sediment opnieuw in suspensie te brengen.

Met dit toestel is het dus mogelijk gedurende lange tijd een suspensie monster van het water te nemen bij elk tij. De totale hoeveelheid bezonken sediment geeft een beeld van de gemiddelde suspensiedichtheid in de meetperiode. Tevens is het mogelijk deze suspensie verder op hun korrelgrootte te onderzoeken. Twee zulke toestellen waren opgesteld gedurende een jaar in de omgeving van Rilland.

IV. STROOMSNELHEID EN RICHTING

Voor het meten van de stroomsnelheid werd gebruik gemaakt van een molentje "OTT". Hiermede was het niet mogelijk de juiste richting van de stroom te meten. Voor zover echter de stroomsnelheden alleen gemeten werden met betrekking tot het sedimenttransport, was dit geen onmiddellijk bezwaar. Wanneer echter de richting van het transport in vraag wordt gesteld, is een nauwkeurige kennis van de stroming noodzakelijk. Dit probleem stelt zich eveneens wanneer men weet dat rond tijkentering de stromingen aan oppervlakte en tegen de bodem een totaal verschillende richting kunnen aannemen.

Het werkingsprincipe van een molentje "OTT" werd reeds eerder besproken (Berthois 1964, Roche 1963, Horrer 1967). Uitgaande van het toerental van een schroef, met gekende karakteristieken per tijdseenheid, kan men de stroomsnelheid van het water berekenen. Het toerental van de schroef wordt gevonden door chronometrage van een signaal dat bv. om de 10 toeren uitgezonden wordt. De stroomsnelheid (v) wordt dan gegeven door:

$$v = a \cdot n + b \quad (35)$$

waarin: a = schroefgang

b = wrijvingsfaktor

n = aantal toeren van de schroef per seconde

v = stroomsnelheid in m/sec

n.b.: a en b worden door ijking voor elke schroef afzonderlijk bepaald.

Voor het berekenen van v kan men op voorhand een tabel opstellen. Hiervoor wordt formule (1) onder een andere vorm geschreven:

$$v = \frac{ax10}{-i} + b \quad (36)$$

waarin i = de tijd voor 10 omwentelingen van de schroef

De nauwkeurigheid waarmee deze metingen gebeuren is van verschillende factoren afhankelijk:

- Het chronometrereren zelf kan aanleiding geven tot een fout welke op 1% kan geschat worden. (hangt af van de persoon)
- Vlugge schommelingen in de stroomsnelheid worden normaal niet gemeten, evenmin is het mogelijk continue metingen te verrichten, zodat een meting alle 30' of 60' niet toelaat om de maximale stromingen vast te stellen.
- Turbulenties, zo belangrijk voor het sedimenttransport, worden evenmin gemeten daar dit type stroommeter alleen de horizontale componenten van de stroming meet.
- Men kan zich afvragen hoe groot de fout is welke ontstaat wanneer onmiddellijk na het neerlaten van het molentje gemeten wordt. Nemen we hiervoor aan dat de heersende stroomsnelheid 1m/sec is; terwijl het molentje met een snelheid van 10 cm/sec neergelaten wordt. De schuine resultante welke uit beide snelheden ontstaat bedraagt hier 100,30 cm/sec of een fout van 0,3%. Schommelingen van de boot, voor zover ze langzaam gebeuren, zoals meestal het geval is, zijn om dezelfde reden te verwaarlozen.
- Tenslotte dient eveneens rekening gehouden te worden met de diepgang van het schip van waarop gemeten wordt. De meetboot verwekt immers een versnelling van de stroming, door drukking van de stroomlijnen, rond zijn kiel. Men moet er dus zorg voor dragen op een zekere afstand van het schip te meten (+ 2 m).
- Tot slot vermelden we nog dat volgens Roche (1963) molentjes, waarvan de schroef een schroefgang van 0,25 heeft, niet bruikbaar zijn voor metingen beneden de 0,20 m/sec.

Voor de verdere interpretatie van de resultaten werden de gemeten waarden uitgezet in de vorm van een vloeiende kromme, welke de stroomsnelheid weergeeft op een bepaalde hoogte boven de bodem. Ook werd in sommige gevallen de stroomsnelheidsverdeling volgens een verticale weergegeven (hierbij werd dan gebruik gemaakt van een $\log_{10} \frac{z}{H}$ ordinaat).

Afleiding van wrijvingssnelheid en schuifspanning tegen de bodem

Uit talrijke terreinwaarnemingen (Van Veen J., 1936; Sternberg R.W., 1968), evenals uit laboratoriumexperimenten, (o.a. Keulegan

G.H., 1938 en Vanoni V.A., 1946, 1952) is gebleken dat de stroomsnelheidsverdeling volgens een vertikale beantwoordt aan de algemene vergelijking:

$$\frac{U}{U_*} = \frac{U_M}{U_*} + \frac{2.3}{k_0} \log_{10} \frac{z}{H} \quad (37)$$

(voor een verklaring der gebruikte symbolen verwijzen we naar tabel

Deze vergelijking wordt aangeduid als de Von Karman-Prandtl vergelijking.

Verder hebben we eveneens kunnen vaststellen dat deze vergelijking als uitgangspunt dient voor talrijke mathematische studies van het sedimenttransport in water (Sverdrup H.V., 1942; Inman D.L., 1949; Briggs L.I. and Middleton G.V., 1965 ; Sternberg R.W. 1968; Mc Cave I.N., 1970; Kachel N.B. and Sternberg R.W., 1971 e.a.)

Er wordt hier namelijk rekening gehouden met de zogenaamde wrijvings-snelheid tegen de bodem welke zeer belangrijk is voor het sedimenttransport.

De waarde nu van U_* kan afgeleid worden uit hogergenoemde vergelijking. Wordt namelijk de stroomsnelheid (U) uitgezet volgens een $\log_{10} \frac{z}{H}$ ordinaat, dan moet, wanneer aan (1) voldaan is, de stroomsnelheidsverdeling volgens een rechte verlopen. Uit de helling van deze rechte kan dan U_* berekend worden (o.a. Bagnold R.A., 1941; Sternberg R.W., 1968).

We kunnen de wrijvingssnelheid eveneens als volgt schrijven:

$$U_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \quad (38)$$

waarin τ_0 de wrijvingskracht van het stromend water op de bodem vertegenwoordigd. Verder geldt eveneens dat:

$$\tau_0 = \rho g H S \quad (39)$$

zodat we na substitutie van (39) in (38) kunnen schrijven

$$U_* = \sqrt{g H S} \quad (40)$$

Symbolen en eenheden

<u>symbool</u>	<u>verklaring</u>	<u>eenheden</u>
g	: zwaartekrachtversnelling	- cm/sec^2
H	: totale waterdiepte op het ogenblik van de meting	- cm
k_o	: Von Karman konstante	- zonder
N_n	: aantal meetpunten op een verticale	- zonder
r	: korrelatiecoëfficiënt	-
S	: helling van het wateroppervlak	- $\text{cm}/100\text{cm}$
s	: standaardafwijking in het monster	-
s_x	: standaardafwijking in het monster voor de x-waarde	- idem als x
s_y	: idem voor y	- idem als y
$t_{0,05}$: statistische konstante afhankelijk van N	- zonder
U	: stroomsnelheid op een gegeven diepte	- cm/sec
U_M	: maximum stroomsnelheid op een ver- tikale	- cm/sec
U_*	: wrijvingssnelheid tegen de bodem	- cm/sec
z	: een gegeven diepte onder het water- oppervlak	- cm
γ	: soortelijke massa	-
ρ	: massadichtheid	- g/cm^3
σ	: standaardafwijking van de populatie waaruit het monster genomen werd	-
τ_o	: schuifspanning tegen de bodem	- dyne/cm^2
$\hat{x}...$: het symbool ^ wijst erop dat de waar- de, een geschatte waarde voor de po- pulatie is.	-

Daar de diepte (H) van de stroom op elk ogenblik van de meting gekend is en de waarde van S (helling van het wateroppervlak), theoretisch bepaalbaar is aan de hand van de tijgegevens van de meest nabijgelegen stroomop- en afwaartse tijposten, hebben we hier een tweede manier om U_* te bepalen.

We zullen aan de hand van onze eigen stroommetingen beide methoden met elkaar vergelijken.

Wat de eerste methode betreft, moeten we nochtans voorafgaandelijk twee opmerkingen maken:

- 1. volgens Vanoni V.A. (1952) is de Von Karman konstante (k_o) afhankelijk van de suspentiedichtheid op het ogenblik van de meting zoals uit volgend overzicht blijkt:

suspentie	k_o
0 mg/l	0.40
500	0.39
1000	0.38

Voor onze berekeningen hebben we de waarde $k_o = 0.39$ aangenomen, omdat deze vrijwel in de meeste gevallen het dichtst de werkelijkheid benaderde, wat de suspentiedichtheid betreft.

- 2. De werkelijk gemeten waarden voor U op de verschillende punten van een vertikale liggen uiteraard niet juist op een rechte, maar vertonen een kleinere of grotere spreiding rond een denkbeeldige rechte. Om nu na te gaan in hoeverre er een afwijking van een ideale rechte is, hebben we een zo geheten korrelatiecoëfficiënt bepaald (RHO).

Ten einde de gevolgde weg om RHO te bepalen aan te tonen, schrijven we eerst vergelijking (37) onder een andere vorm:

$$u = u_M + 5.90 u_* \log_{10} \frac{z}{H} \quad (41a)$$

wat in meer abstracte vorm wordt:

$$x = \alpha + \beta(y - \bar{y}) \quad (41b)$$

waarin:

$$\begin{aligned}x &= u \\ \alpha &= u_M \\ \beta &= 5.90 U_{\#} \\ y &= \log_{10} \frac{z}{H}\end{aligned}$$

In vergelijking 41b is tot uiting gebracht dat de meetpunten ten opzichte van een ideale rechte een spreiding zullen vertonen, welke een normale verdeling (N) met een spreiding benaderd. We kunnen dit eveneens als volgt omschrijven:

$$x \rightarrow N[\alpha + \beta(y - \bar{y}), \sigma^2] \quad (41c)$$

Gesteld dat we over een enorm aantal meetpunten zouden beschikken dan kunnen we volgende schattingen maken

$$\hat{\alpha} \rightarrow \bar{x}, N\left[\alpha, \frac{\sigma^2}{n}\right] \quad (42a)$$

$$\hat{\beta} \rightarrow \frac{\sum (y - \bar{y})(x - \bar{x})}{\sum (y - \bar{y})^2} \rightarrow N\left[\beta, \frac{\sigma^2}{n s_y^2}\right] \quad (42b)$$

n.b.: de waarden \bar{y} en s_y^2 werden eveneens ingevoerd omdat we veronderstellen dat ook de diepte met een zekere fout bepaald werd.

Beschouwen we nu de geschatte standaardafwijking voor $\sigma^2 = s_x^2(1 - r^2)$ met (n-2) vrijheidsgraden. Hierin is "r" de gezochte korrelatiecoëfficiënt; RHO:

$$r = \frac{\sum (y - \bar{y})(x - \bar{x})}{n s_y s_x} \quad (43)$$

daar

$$s_x^2 = \frac{\sum (x - \bar{x})^2}{n} \quad (44)$$

wordt vergelijking (43)

$$r = \frac{n \sum yx - \frac{\sum y \sum x}{n}}{n^2 \sqrt{\frac{\sum (y - \bar{y})^2}{n} \frac{\sum (x - \bar{x})^2}{n}}} \quad (45a)$$

wat bij verdere uitwerking geeft, als we weten dat: $(\sum X)^2 = (n\bar{x})^2 = n^2 \bar{x}^2$

$$r = \frac{n \sum YX - \sum Y \sum X}{n \sqrt{\sum Y^2 - \frac{(\sum Y)^2}{n}}} \sqrt{\sum X^2 - \frac{(\sum X)^2}{n}} = \frac{n \sum YX - (\sum Y)(\sum X)}{\sqrt{[n \sum Y^2 - (\sum Y)^2][n \sum X^2 - (\sum X)^2]}} \quad (45b)$$

waarin: $X = U$

$$Y = \log_{10} \frac{Z}{H}$$

We kunnen nu nog een significantieinterval voor $5.90 U_{*} = \beta$ bepalen:

$$\beta \pm t_{0,05} \frac{\hat{\sigma}}{s_y \sqrt{n-2}} \quad (46)$$

$$\hat{\sigma}^2 = s_x^2 (1 - r^2) \quad (47)$$

De kwadraatsom der verschillen voor x (KSV_x) en voor y (KSV_y) is

$$n s_x^2 = \sum (X - \bar{x})^2 \quad (48a)$$

$$n s_y^2 = \sum (Y - \bar{y})^2 \quad (48b)$$

Het significantieinterval rond $5.90 U_{*}$ wordt dan:

$$5.90 U_{*} \text{ INT} = t_{0,05} \frac{\sqrt{s_x^2 (1 - r^2)}}{s_y \sqrt{n-2}} \quad (49)$$

of na verheffen tot de tweede macht en inlassen van de waarde "n":

$$(5.90 U_{*} \text{ INT})^2 = (t_{0,05})^2 \times \frac{n \cdot s_x^2}{n s_y^2} \cdot \frac{(1 - r^2)}{(n-2)} \quad (50a)$$

wat hetzelfde is als:

$$(5.90 U_{*} \text{ INT})^2 = (t_{0,05})^2 \times \frac{KSV_x}{KSV_y} \cdot \frac{(1 - r^2)}{(n-2)} \quad (50b)$$

werken we $KSV_x = \sum (x - \bar{x})^2$ verder uit dan bekomen we:

$$\begin{aligned}
KSV_x &= \sum (x^2 + \bar{x}^2 - 2\bar{x}x) \\
&= \sum x^2 + N\bar{x}^2 - 2\bar{x} \sum x \\
&= \sum x^2 + N\bar{x}^2 - 2\bar{x} \frac{\sum x}{N} N \\
&= \sum x^2 + N\bar{x}^2 - 2\bar{x} N\bar{x} \\
&= \sum x^2 + N\bar{x}^2 - 2N\bar{x}^2 \\
KSV_x &= \sum x^2 - N\bar{x}^2 \quad (50c)
\end{aligned}$$

Op analoge wijze kunnen we schrijven dat:

$$KSV_y = \sum y^2 - N\bar{y}^2 \quad (50d)$$

Substitueren van 50c en 50d in 50c geeft ons

$$(5.90 U_* INT)^2 = (t_{0.05})^2 \times \frac{\sum x^2 - N\bar{x}^2}{\sum y^2 - N\bar{y}^2} \times \frac{(1-r^2)}{(n-2)} \quad (51a)$$

Bepalen we de vierkantswortel uit 51a dan bekomen we:

$$U_* INT = \frac{t_{0.05}}{5.90} \times \frac{\sqrt{1-r^2}}{\sqrt{N-2}} \times \frac{\sqrt{\frac{\sum x^2}{N} - (\bar{x})^2}}{\sqrt{\frac{\sum y^2}{N} - (\bar{y})^2}} \quad (51b)$$

Zetten we nu deze vergelijking terug om in de symbolen, gebruikt voor stroomdiepte en snelheid:

$$\bar{x} = \frac{\sum x}{N} \quad \text{of} \quad \bar{U} = \frac{\sum U}{N} \quad (52a)$$

$$\bar{y} = \frac{\sum y}{N} \quad \text{of} \quad \log_{10} \frac{z}{H} = \frac{\sum \log_{10} \frac{z}{H}}{N} \quad (52b)$$

Substitutie van 52a en 52b en 52c geeft ons:

$$U_{*INT} = \frac{t_{0.05}}{5.90} \times \frac{\sqrt{1-\tau^2}}{\sqrt{N-2}} \times \frac{\sqrt{\frac{\sum U^2}{N} - \left(\frac{\sum U}{N}\right)^2}}{\sqrt{\frac{\sum \left(\log_{10} \frac{z}{H}\right)^2}{N} - \left(\frac{\sum \log_{10} \frac{z}{H}}{N}\right)^2}} \quad (53)$$

Verder vermenigvuldigen en delen door $\sqrt{N^2}$ geeft :

$$U_{*INT} = \frac{t_{0.05}}{5.90} \times \frac{N \sum U^2 - (\sum U)^2 (1-\tau^2)}{(N-2) \left[N \sum \left(\log_{10} \frac{z}{H}\right)^2 - \left(\sum \log_{10} \frac{z}{H}\right)^2 \right]} \quad (54)$$

Stellen we nu :

$$\begin{aligned} A &= \sum U & E &= \sum (U)^2 \\ B &= \sum \log_{10} \frac{z}{H} & X &= N \\ D &= \sum \left(\log_{10} \frac{z}{H}\right)^2 \end{aligned}$$

dan kunnen we vergelijking 54 als volgt schrijven :

$$U_{*INT} = \frac{t_{0.05}}{5.90} \times \sqrt{\frac{(XE - A^2)(1-\tau^2)}{(X-2)(XD - B^2)}} \quad (55)$$

De waarden van A, B, D, E en dus U_{*INT} en RHO worden met de computer bepaald. Het programma hiervoor, evenals bovenstaande afleidingen werden voor ons uitgewerkt door Ir. A. Coppé. De bewerkingen werden verricht met een HP-computer op het "laboratoire d'océanographie physique" aan het KBINW.

V. ZOUTGEHALTE

In een estuarium, waar zout zeewater vermengd wordt met het zoete rivierwater, komt uiteraard een geleidelijke overgang van zoet naar zoutwater voor.

Anderzijds heeft het zoutgehalte een invloed op de dichtheid van het water en dus op het sedimenttransport (valsnelheden van de deeltjes in transport, flokulatie enz...) Een nauwkeurige meting van het zoutgehalte behoort dus tot de routine metingen.

Om het zoutgehalte van een waterige oplossing te meten werden verschillende methoden uitgewerkt. Zo kan men een gekend volume van de oplossing, na verwijderen van alle gesuspendeerde stoffen, uitdampen en de damprest wegen. Het is eveneens mogelijk langs chemische weg (bv door titratie) een bepaald ion of reeks van ionen, te bepalen. Deze methode gaat uit van de veronderstelling dat, in zeewater, de onderlinge verhouding tussen de verschillende ionen konstant is (Sverdrup et al, 1966). De empirische verhouding tussen het algemene zoutgehalte en het ion chloor (Cl^-) werd vastgesteld door een internationale kommissie (Forch, Knudsen and Sørensen, 1902) op:

$$S = 0.03 + 1.805 \text{ Cl} \quad (56)$$

waarin: S = zoutgehalte uitgedrukt in g / l

Cl = chloorgehalte uitgedrukt in g / l

Deze vergelijking is echter slechts in beperkte mate toepasbaar op een brakwatermilieu (Conrad W., 1941) en wel nadat een korrektiefactor, gebaseerd op de chemische analyse van het water van de te bestuderen omgeving, ingevoerd werd.

Men kan het zoutgehalte eveneens uitdrukken in millivalenties t.o.v. het chloorgehalte:

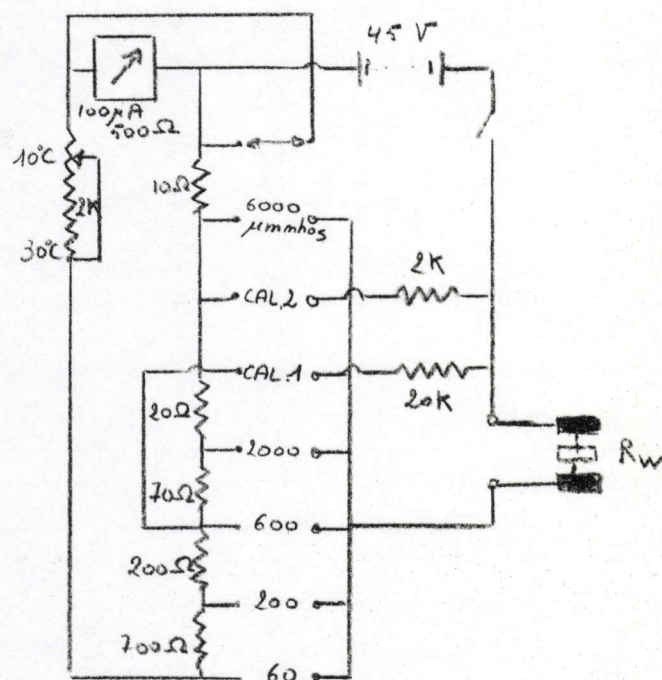
$$1 \text{ valentie} = 35,5 \text{ g/l Chloor} \quad (57)$$

Zeewater bevat normaal 19,5 g Cl/l wat dus overeenstemt met 550 millivalenties. Het is eveneens mogelijk de fysische konstanten van het water te bepalen zoals bv: dichtheid, vriespunt, elektrische geleidbaarheid. Het meten van laatst genoemde eigenschap is gebleken de meest eenvoudige oplossing te zijn. Het is een zeer gevoelige en eenvoudige bewerking.

A. De "Labrique" - zoutmeter

Een beschrijving van de werking en eigenschappen van het toestel wordt gegeven in Labrique J.P. (1964). 40 cc van het te onderzoeken monster worden in de daartoe bestemde meetcel gebracht.

Hierin bevinden zich twee koolstof elektroden, verbonden met een geleidbaarheidsmeter (zie bijgaand schema), welke toelaten de elektrische geleidbaarheid in de cel (uitgedrukt in mmhos) te bepalen. Uitgaande van een reeks oplossingen met gekend zoutgehalte, kan men tenslotte de meter ijken. Daar de elektrische geleidbaarheid eveneens afhankelijk is van de temperatuur, dient hiermede, bij het opstellen van de ijkcurve, rekening gehouden te worden. Het hier vermelde toestel laat toe onmiddellijk een correctie aan te brengen voor zover de temperatuur gelegen is tussen de 10° en 35°C . De afgelezen waarden zijn deze voor een temperatuur van 25°C . De geringe kostprijs en de eenvoudige bediening zijn voordelen van het apparaat. Anderzijds kan het zoutgehalte alleen op monsters bepaald worden en zijn "In Situ" metingen uitgesloten. De nauwkeurigheid waarmee de metingen verricht worden, bedraagt, volgens Labrique zelf, ongeveer 3%, waarvan een fout van 1% omwille van de temperatuurcorrectie dient toegevoegd te worden.

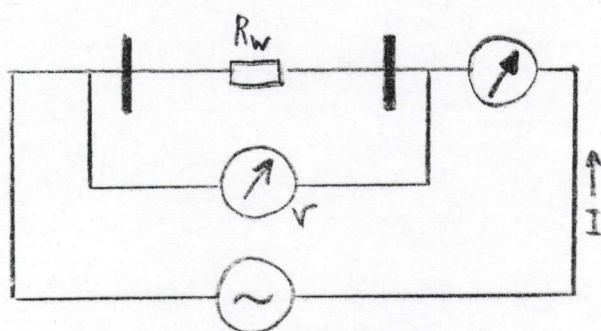


B. De draagbare elektrische geleidendheids- en temperatuurmeter met
batterij-voeding Type P4 EN (ECR - Aalsmeer - Nederland)

Dit instrument is speciaal ontworpen voor metingen op het terrein. Het meetprincipe is gebaseerd op het meten van de elektrische geleidbaarheid; gemeten wordt, zijn onderdompelaar, zodat een "In Situ" meting mogelijk is. Het meetresultaat is door een instelknop op het toestel onmiddellijk afleesbaar en eventueel automatisch registreerbaar. (Ketelaar H., 1967)

Meetprincipe

Wordt de geleidbaarheidsmeting verricht volgens een twee-elektroden systeem (o.a; de Labrique-zoutmeter), dan loopt men gevaar dat er bij vervuiling van de elektroden (bv chemische neerslag) een vervorming van het meetresultaat optreedt door het toevoegen van een supplementaire weerstand. Dit wordt geïllustreerd in volgend schema:



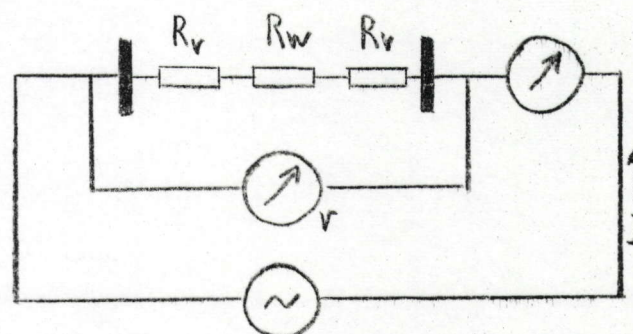
A
schone elektroden

$$V = I \cdot R_w$$

$$R_w = V / I$$

R_w = weerstand van het water

R_v = weerstand tengevolge van vervuiling van de elektroden.

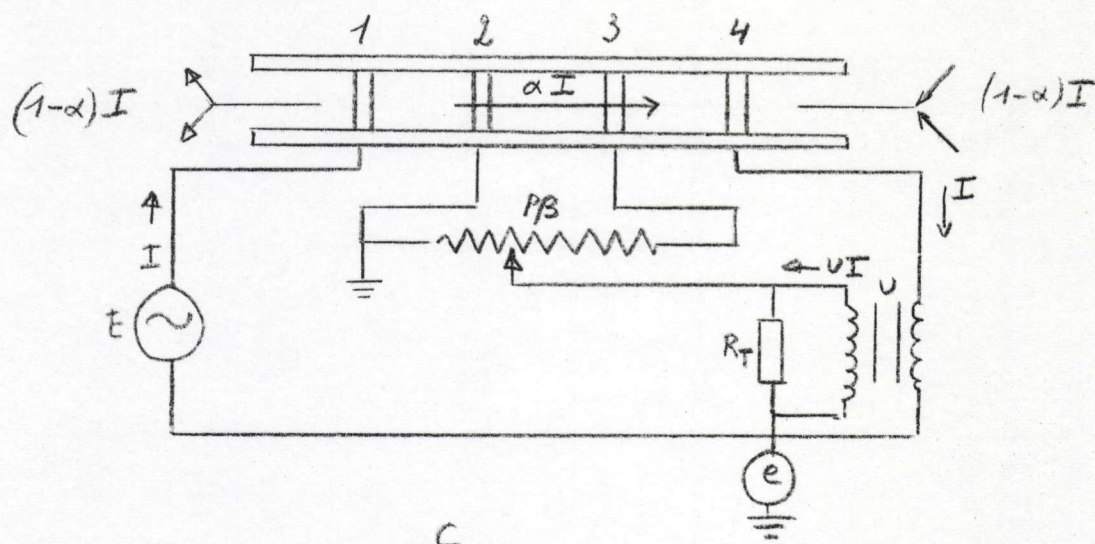


B
vervuilde elektroden

$$V' = I(R_w + 2R_v)$$

$$R_w' = R_w + 2R_v = V'/I$$

Uit de praktijk is gebleken dat de waarde van R_v die van R_w kan overschrijden. De P4EN - geleidbaarheidsmeter werd daarom gebouwd volgens een 4-elektrodensysteem (fig c), waarbij deze vervorming zo goed als opgeheven wordt.



In fig c zijn door 1 en 4 de stroom- en door 2 en 3 de spannings-elektroden weergegeven.

Door een wisselspanningsbron (oscillator) wordt tussen de stroom-elektroden 1 en 4 ^{ECA}stroom I veroorzaakt. Een gedeelte hiervan, αI , loopt door het water in de meetcel langs de spannings-elektroden 2 en 3 de rest $(1 - \alpha)I$ loopt via de open buiseinden door het omringende wa-
ter naar het andere uiteinde van de meetcel.

De spanning tussen elektroden 2 en 3 is nu:

$$V_{Rw} = I \cdot R_w = \frac{I}{G_w} \quad (58)$$

waarin: R_w = de elektrische weerstand van het water tussen de elek-
troden 2 en 3

$G_w = 1/R_w$ = de elektrische geleiding van het water.

In de stroomketen is via een transformator U , een temperatuur-afhankelijke weerstand R_t opgenomen.

De spanning hierover bedraagt:

$$v_{Rt} = uI \frac{I}{G_t} \quad (59)$$

als u = de transformatieverhouding

$G_t = 1/R_t$ = de elektrische geleiding van de temperatuurafhankelij-
ke weerstand.

Door middel van een potentiometerverzwakker P kan v_{Rw} zodanig wor-
den verzwakt, dat deze spanning binnen een zekere tolerantie gelijk
is aan v_{Rt} .

De waarde van P wordt tijdens de meting met de hand ingesteld en wel zodanig dat het spanningsverschil e tussen V_{Rt} en V_{Rw} nagenoeg nul is.

(β = hoekverdraaiing $0 < \beta < 1$)

Dan geldt dat:

$$V_{Rw} = V_{Rt} \quad (60)$$

$$\beta \propto I \frac{1}{Gw} = u I \frac{1}{Gt} \quad (61)$$

$$\beta = \frac{Gw}{Gt} \cdot \frac{1}{\alpha} \cdot u \quad (62)$$

De geleiding van het water Gw hangt af van de specifieke elektrische geleidendheid K , de inwendige doorsnede F van de meetcel en de afstand D tussen de elektroden 2 en 3, zodat geldt:

$$Gw = K \frac{F}{L} \quad (63)$$

vergelijking (63) in (62) gesubstitueerd geeft:

$$\beta = \frac{K}{Gt} \cdot \frac{F}{L} \cdot \frac{1}{\alpha} \cdot u \quad (64)$$

waarin K/Gt de gereduceerde specifieke geleidenheid K_t , $\frac{F}{L} \cdot \frac{1}{\alpha}$ de

celkonstante en u de transformatieverhouding voorstelt.

Uit (64) blijkt dat β omgekeerd evenredig is met de elektrische geleiding in de gevoelige weerstand Rt of:

$$\beta = \frac{K_{To}}{Gt_{To}} \cdot \frac{f(T)}{f(T_0)} C \quad (65)$$

waarin: K_{To} = de specifieke geleidendheid bij een bepaalde temperatuur To

Gt_{To} = de geleiding in de temperatuurgevoelige weerstand Rt bij een bepaalde temperatuur To

C = konstante die afhankelijk is van:

1. een celkonstante
2. een transformatieverhouding.

We zien nu dat door het wegvallen van de stroom I in formule (61), de invloed van de vervuiling, welke optreedt bij het 2-elektrodensysteem, verdwenen is. Uit de praktijk is gebleken dat, na

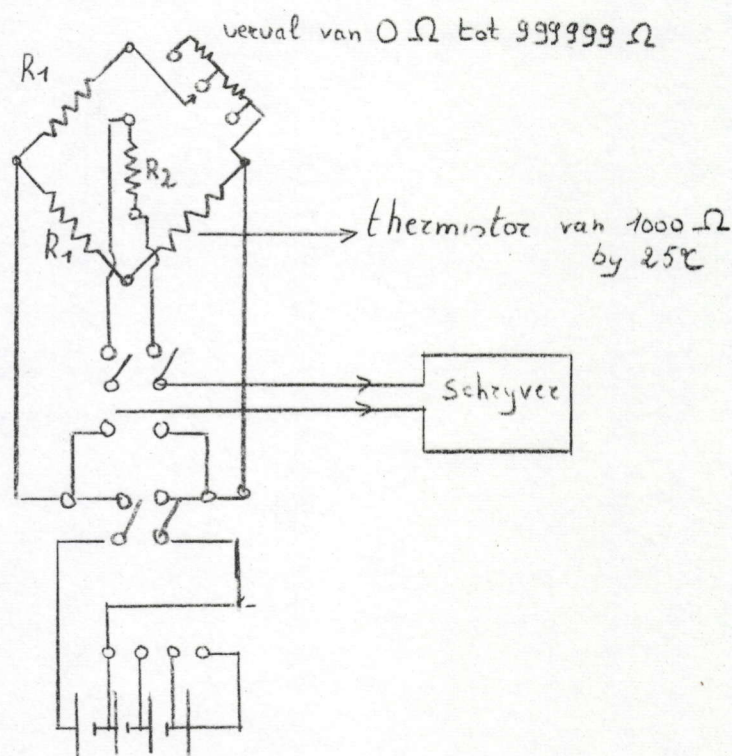
een continue gebruik van enige weken in de Rijn (nabij Lobith), de meetfout van het toestel tengevolge van vervuiling minder was dan 1%.

VI. TEMPERATUUR

Zowel voor een algemeen inzicht in het milieu, als voor een nauwkeurige studie van het sedimenttransport, is het noodzakelijk de temperatuur van het water te bepalen. De nauwkeurigheid waarmee dit gebeurt, zal uiteraard afhangen van het doel dat men wil bereiken. In de meeste gevallen zal een eenvoudige meting met een gewone thermometer en een nauwkeurigheid van $0,1^{\circ}\text{C}$ volstaan.

Een meer nauwkeurig toestel werd ontworpen door Wollast R. (1968 rapport n° 5).

De werking van het apparaat is gebaseerd op de zeer hoge temperatuur gevoeligheid van sommige thermistoren (een verandering van $0,01^{\circ}\text{C}$) brengt een wijziging van 5% teweeg in de weerstand van de thermistor). Het voordeel van dit apparaat (zie bijgaand schema) is niet alleen gelegen in zijn zeer hoge nauwkeurigheid, maar vooral in het feit dat een vlugge en registreerbare "in situ" meting kan verricht worden, terwijl de meetcel zelf zeer kleine afmetingen heeft en gemakkelijk aan een ander toestel bevestigd kan worden.



VII. Bepalen van het suspensie-sediment

1. Dosering van het sedimentgehalte van monsters

Het probleem van de monsternamen zelf werd reeds in een vorige paragraaf besproken. Het doseren van de hoeveelheid sediment, uitgedrukt in g/l, wordt behandeld in het hoofdstuk gewijdt aan laboratoriumanalyses. Deze methoden zijn onmisbaar voor het uitoefenen van een controle en het ijken van de hiernabesproken turbiditeitsmeters. Op zichzelf echter kunnen zij nooit het resultaat van de genoemde turbiditeitsmeters evenaren, tenzij men het aantal monsters zeer groot zou nemen wat niet wenselijk is.

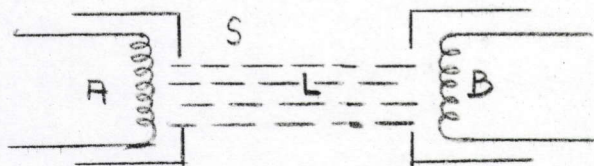
2. Turbiditeitsmeters.

Het groot voordeel van de turbiditeitsmeters is dat ze vlugge en continue metingen mogelijk maken. We onderscheiden op het ogenblik twee typen van turbiditeitsmeters. Een eerste type is gebaseerd op de absorptie van licht, het tweede type op de absorptie van radioactieve straling.

2.1. Lichtmethode:

A. Rechtstreeks meten van doorvallend licht.

Tot dit type behoort de door ons gebruikte Davall-Siltmeter. Dit toestel bestaat uit twee eenheden: (A) een onderdompelbare meetcel waarmee de troebelheid "in situ" kan gemeten worden en (B) een registreereenheid welke aan boord van het schip opgesteld wordt en eventueel aan een automatisch registreertoestel aansluitbaar is. In de meetcel wordt de troebelheid als volgt gemeten: door een lichtbron (A) wordt een lichtbundel (L) uitgezonden doorheen de te meten suspensie (S), en valt op een lichtgevoelige weerstand (B).



Metten we de hoeveelheid licht, welke doorheen zuiver en klaar water op de cel (B) valt, en noemen we de, op het apparaat afgelezen waarde, 100% doorlaatbaarheid, dan zal de waarde afnemen naarmate er zich meer sediment in suspensie in het water zal bevinden. De verdere ijking van het instrument gebeurt door monsternamen.

Zonder hier verder over de, eerder komplexe, theorieën van lichtabsorptie en diffusie in suspensies uit te wijden, willen we toch wijzen op enkele problemen welke aan deze methoden verbonden zijn;

1. Uit sommige onderzoeken schijnt te blijken dat zandkorrels niet of in onvoldoende mate geregistreerd worden. (Postma H. 1961).

2. De kleur van het water, het voorkomen van het sediment (kleur) (flokulatie enz...) zijn factoren welke een belangrijke rol spelen in de absorptie en diffusie van licht. Deze factoren verschillen echter van plaats tot plaats en bemoeilijken dus het opstellen van algemene ijkcurven.

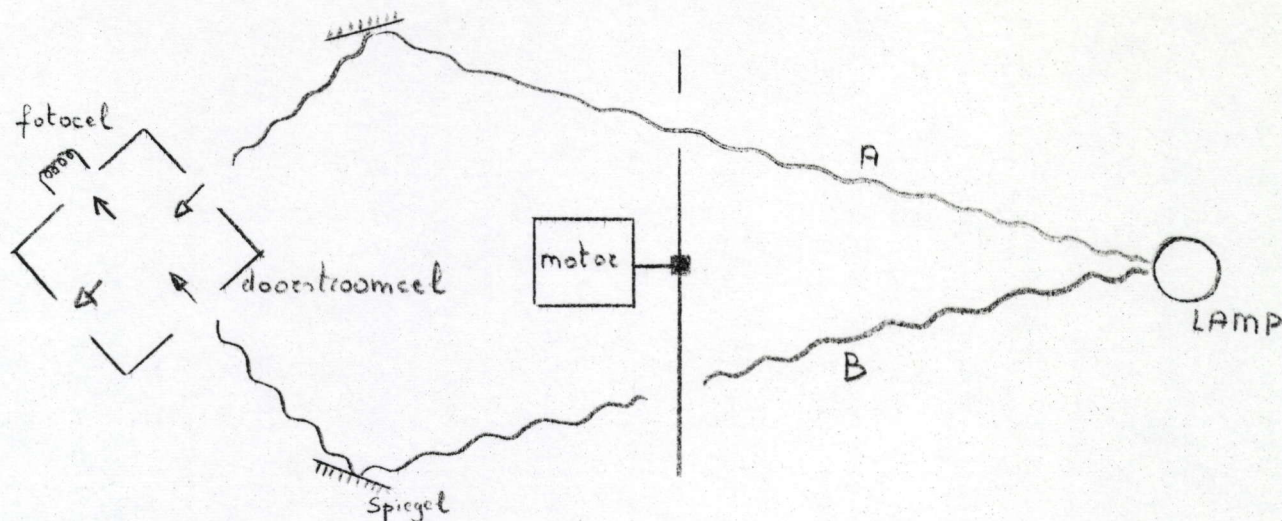
3. De aanwezigheid van organisch materiaal speelt een zeer belangrijke rol (Postma H. 1961) in zoverre dat dit materiaal slechts weinig tussenkomt bij een gewichtsbepaling, maar wel een grote uitdovingscapaciteit heeft.

4. De ijking van het apparaat gebeurt met monsters genomen ter plaatse en op het ogenblik zelf van de meting. Gezien de afwijkingen welke kunnen optreden gedurende de monsternamen, is het nemen van een groot aantal ijkmonsters noodzakelijk.

Ondanks deze moeilijkheden nochtans betekent deze meetmethode een enorme winst aan tijd (reduktie van het aantal op het laboratorium te analyseren monsters), terwijl continue metingen mogelijk zijn. Vlugge schommelingen in suspensiegehalte, evenals maxima en minima in een korte of langere periode, kunnen geregistreerd worden.

B. Ratio-methode.

Een verbetering van voorgaande methode bestaat in het meten van de verhouding tussen het doorvallend licht C_1 en het gediffundeerd licht C_2 , uitgezonden door een lichtbron (A).



Deze methode werd reeds gebruikt door Berthois (1953) op het laboratorium om kleine suspensiedichtheden te bepalen. Deze auteur steunde voornamelijk op het werk van Boutarie (1932 - 1938 - 1939). Later werd door G Fleming (1969) een instrument gebouwd dat toelaat deze methode op het terrein aan te wenden. Het toestel omvat een meet- en registreereenheid welke aan boord van het schip opgesteld wordt, terwijl het water, van op de gewenste diepte, door een kleine pomp aangezogen wordt.

Behoudens een grotere nauwkeurigheid en hoger meetbereik (tot zeer kleine concentraties), heeft het apparaat het voordeel de invloed van veranderingen van kleur in het water op het resultaat uit te schakelen. Verder is het zonder verdere problemen mogelijk een monster te nemen van de suspensie zelf, waarvan men de suspensiedichtheid bepaald heeft, wat uiteraard een veel nauwkeuriger en vluggere ijking van het apparaat toelaat.

2.2. Radio-actieve methode

Volledigheidshalve vermelden we hier eveneens een methode, beschreven door Martin J.M. en Chesselet R. (1969), welke gebaseerd is op de absorptie van radioactieve stralen die doorheen de suspensie gezonden worden door een natuurlijke radioactieve bron.

Zoals echter uit het werk van beide auteurs blijkt, is deze methode slechts bruikbaar voor hoge sedimentconcentraties ($1,2 + 0,4 \text{ g/l}$ tot 30 g/l en meer) en bestaat er een grote afhankelijkheid van het zoutgehalte, wat de interpretatie van de resultaten niet ten goede komt in een milieu met sterk wisselend zoutgehalte, zoals een estuarium.

B. De diffusie-turbiditeitsmeter

Een andere methode om de troebelheid van water te meten steunt op de diffusie van licht door de gesuspendeerde partikels.

Dit gebeurt onder andere met de "Sigris-Turbiditeitsmeter".

Het toestel werkt als volgt (J.J. Peters, 1969):

Een lichtbron (1), gevoed door het net, zendt een lichtbundel naar een trillende spiegel (2), die ongeveer 600 x/sec afwisselend meetbundel (3) en een vergelijkingsbundel (4) weerkaatst. De ene lichtstraal komt in de meetcel (5), waar ze door de te meten vloeistof wordt weerkaatst, naar een fotoëlektrische cel (7). De andere wordt doorheen een midden met gekende helderheid (ijkcel) (6) gestuurd, vooraleer eveneens de fotoëlektrische cel te bereiken. Deze laatste ontvangt dus om beurt een meetstraal en een vergelijkingsstraal van verschillende intensiteit.

De fotoëlektrische cel zet de lichtintensiteit om in een elektrische stroom, die langs een versterker (8) een vervormingssysteem (9) voedt. Dit laatste verandert d.m.v. een mechanisch diafragma de intensiteit van de vergelijkingsstraat totdat beide stralen de fotocel bereiken met dezelfde intensiteit. Het diafragma is mechanisch gekoppeld met een gegradueerde trommel (11), die de meetwaarde aangaaft overeenkomend met de positie van het diafragma.

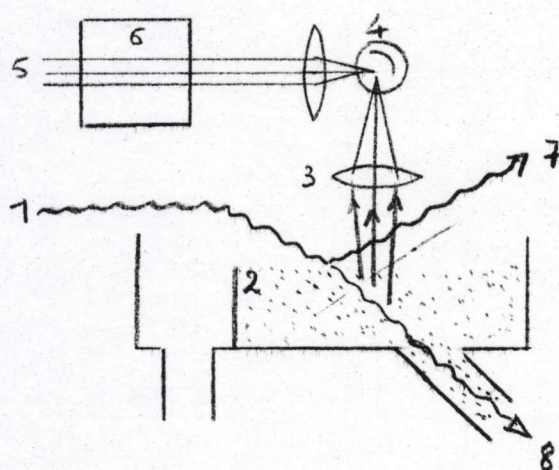
De positie verandert opnieuw als troebelheidsvariatiën de intensiteit van de meetstraal terug beïnvloeden. Dank zij het uitsluitend optisch meetbrugprincipe met één enkele lichtbron en één fotocel, is deze fotometer buitengewoon stabiel. Dit is van belang voor een troebelheidsmeter die bestendig in dienst is. De gemeten waarde wordt immer niet beïnvloed door variaties van de netspanning, van de lichtbron en van de fotoëlektrische cel.

De 100% waarde heeft een voortdurende stabiliteit van $\pm 0,5\%$.

Het Meetlichaam

De meetstraal (1) valt in de vloeistof (2) waar de troebelheid diffusie veroorzaakt. De verstrooide straal wordt opgevangen door een lens (3) en op de fotocel (4) geprojecteerd. De vergelijkingsstraal (5) bereikt langs de ijkcel (6) eveneens de fotocel. Een speciaal optisch systeem belet het weerkaatste licht en de gebroken straal de fotocel binnen te dringen.

De meetcel bevat geen vensters; er is dus geen reiniging nodig.



Eenheden.

De intensiteit van het verstrooide licht is niet alleen afhankelijk van de hoeveelheid deeltjes in suspensie, maar ook van hun samenstelling (alle deeltjes met dezelfde mineralogische samenstelling of niet) en dispersievermogen (afhankelijk van hun vorm grootte, kleur en brekingsindex).

De turbiditeits eenheid, gebaseerd op het siliciumoxide (ppm SiO_2) is internationaal erkend:

1 mg SiO_2 /liter gedistilleerd water = 1 ppm SiO_2

1 mg slib/liter = \pm 1 ppm SiO_2

Meettechniek

Het water wordt opgepompt uit de rivier door middel van een dompel slijkpomp (Acec) en gestuurd naar de doorstroomcel van het toestel. De pomp wordt op een bepaalde diepte gehangen en de troebelheid wordt gemeten gedurende een volledig tij.

VII. Het gebruik van sedimentatiepaaltjes.

Een methode om de sedimentatie of erosie op een bepaalde plaats na te gaan bij verloop van tijd, bestaat in het aanbrengen van kleine aluminium-paaltjes, welke 20 cm boven het slijke-oppervlak uitsteken (Guilcher A et Berthois L., 1957; Clifton H.E., 1969 e.a.).

Het volstaat daarna op regelmatige tijdstippen de hoogte na te gaan hoever deze paaltjes uitsteken, om zich een idee van de sedimentverplaatsingen te vormen. Ten einde na te gaan of deze paaltjes niet wegzakten, hebben we enkele hiervan met een niveaumeter "Wild" nauwkeurig gesitueerd ten opzichte van een vast punt op de schorre, en na verloop van enkele maanden de hoogte van de top van deze paaltjes opnieuw vergeleken. Deze resultaten waren echter zeer bevredigend, zodat we mogen aannemen dat de afgelezen waarde op de paaltjes inderdaad met sedimentverplaatsingen overeenstemmen.

DEEL 2.
=====

WAARNEMINGEN OP DE SLIKKEN.

HOOFDSTUK I

PROFIEL: RUPELMONDING Ru1. Lokalisatie

51°07'36" N

04°18'32" E

richting: 160°

linker Scheldeoever (tegenover de Rupelmonding)

2. Kaarten en figuren

kaarten: 2

figuren: II/6-7

3. Terreinwaarnemingen

a) Milieu:

De waarnemingen werden verricht op een zandplaat in een binnenbocht van de Schelde, tegenover de samenvloeiing Rupel-Schelde.

b) Topografie:

Aan de voet van een zeer steile, meer dan 2m hoge klif, strekt zich het konkaaf gebogen slikkeoppervlak uit. (fig. II/6). De helling is zeer groot tegen de schorre aan (9,5% en 5% tot op 20m van de schorre) en eerder zwak verder van de schorre weg (1%). Tegen de laagwaterlijn treedt een nieuwe toename in de waarde van de helling op (1,5%).

c) Beschrijving van het profiel:

Ru 1 Van 55 tot 65m voor de schorreklif

fijn grijs tot geelbruin zand

rippels

graafsporen en kruipsporen van wormen en andere organismen

Ru 2 Van 20 tot 55m voor de schorre
cfr Ru 1

Ru 3 Van 0 tot 30m voor de schorre
steeds fijn zand
Talrijke kleikeien als afbraakprodukt van de schorreklif.
De kleikeien zijn gerold en gepantserd. Op een tiental me-
ter voor de schorre komt een kleine klif van een paar cm
hoogte voor. Verder Scheldewaarts komen geen kleikeien meer
voor.

4. Analysen

a) Korrelgrootte:

Het sediment dat aangetroffen wordt op de plaat tegenover de
Rupelmonding is vrijwel homogeen van samenstelling dwars over de
plaat, en bestaat uit matig fijn zand (tabel 4). Tegen de schorre
komt nochtans iets meer silt voor. Uit de korrelgrootteverdelings-
krommen (f.II/7) blijkt deze homogeniteit zeer duidelijk. We zien
daarbij dat we een goed gesorteerd fijn zand hebben ($S_o = 0.30 \text{ à } 0.43$).
De krommen lopen vrijwel rechtlijnig op tussen 175 en 88 μ , waar-
na ze afbuigen naar de siltfrakties. De sortering neemt af van Ru1
naar Ru3. Tegen de schorre komt, naast fijn sediment (13% silt en
klei), eveneens grover sediment voor (ongeveer 1,5 à 2% grover dan
175 μ).

b) Kalkgehalte:

Het kalkgehalte van deze sedimenten is gelegen tussen 5 en 7%.
Het kalkgehalte is iets hoger tegen de schorre aan (tabel 4)

monster	Md	M_{μ}	M_{φ}	S_o	Sk	kalk
Ru 1	105	104	3.28	0.30	+0.10	6.25
Ru 2A	103	100	3.32	0.32	+0.13	5.75
Ru 2B	104	101	3.31	0.33	+0.12	5.75
Ru 3	100	94	3.41	0.43	+0.21	6.75

Tabel 4

HOOFDSTUK II

PROFIEL: HOOIPOLDER Hp1. Lokalisatie

51°11'06" N
04°20'03" E
richting: 280°
rechter Scheldeoever

2. Kaarten en figuren

kaarten: 2
figuren: II/8

3. Terreinwaarnemingen

a) Milieu:

De waarnemingen werden verricht langsheen de rechter Schelde-
oever in een binnenbocht van de Schelde.

b) Topografie:

Voor de schorreklif, welke hier ongeveer 1m hoog is, ligt een
vrij vlakke slikke, met een eerder steile helling (fig. II/8). De
hellingswaarden zijn het laagste tegen de schorre aan (5,30%) en nemen
toe Scheldewaarts (6,84 à 7,09% in het middenstuk en 7,34% tegen de
laagwaterlijn). Het oppervlak van de slikke is dus zeer zwak konvex.

c) Beschrijving van het profiel:

- Hp 1 Van 0 tot 15m voor de schorreklif
grijze slibafzetting
hier en daar zandplekken met golfrippels
- Hp 2 Van 15 tot 20m voor de schorreklif
golfrippels
grijs slib met zeer fijn zand

Hp 3 Van 20 tot 30m voor de schorreklif
grijs fijn zand

Hp 4 Van 30 tot 60m voor de schorreklif
grijze slibafzetting
talrijke kleikeitjes

NB: De schorre is begroeid met riet

Aan de basis zijn alle planten bedekt met een teerlaag.

Dit verschijnsel treedt steeds op in de nabijheid van petro-
leuminstallaties zowel stroomop- als stroomafwaarts van
Antwerpen.

De teerlaag is uiterst kleverig en donker bruin tot bijna
zwart van kleur.

HOOFDSTUK III

PROFIEL: GALGEWEEL Ga1. Lokalisatie

51°12'43" N

04°22'41" E

richting: 144°

linker Scheldeoever

2. Kaarten en figuren

kaarten: 4

figuren: II/9-10

3. Terreinwaarnemingen

a) Milieu:

De waarnemingen werden verricht op de linker Scheldeoever, stroomafwaarts van de plaats waar de nieuwe E3-tunnel (Kennedy-tunnel) aangelegd werd. Het betreft hier het stroomopwaartse uiteinde van een plaat in een binnenbocht van de Schelde gelegen (De Vlakte).

b) Topografie:

De helling van het schorreoppervlak (fig II/9) is gering en bedraagt slechts 1,45%. De slikke is konvex gebogen. De hellingswaarden nemen toe van 3,80% tegen de schorreklif, tot 4,75% aan de laagwaterlijn.

c) Beschrijving van het profiel:

Tegen de dijk strekt zich een 75m lange schorre uit waarop uitsluitend een rietbegroeiing voorkomt (fig II/9).

Een klif scheidt de schorre van de slikke. Deze klif is onderaan vrij sterk uitgehold.

- Ga 1 Op 5 à 10m voor de schorreklif
 Fijn zand met slib
 Zeer talrijke groene wieren, welke eveneens tegen de schorreklif aangetroffen worden.
 Scheldewaarts toe wordt het oppervlak slibrijker.
- Ga 2 Op 20m voor de schorreklif
 Losse sliblaag van ongeveer 10cm dikte. Deze bedekt een laag fijn zand.
 Talrijke groene wieren geven het oppervlak een groene kleur.
 Scheldewaarts wordt de sliblaag dunner en komen zeer vage rippels te voorschijn.
- Ga 3 Op 40m voor de schorreklif
 Slibrijk fijn zand
- Ga 4 Op 60m voor de schorreklif
 Steeds fijne zandafzetting met slib. Deze afzetting loopt door tot tegen de Schelde.

4. Analysen

a) Korrelgrootte:

De evolutie van de korrelgrootte (fig II/10) toont aan dat de siltrijkste sedimenten tegen de schorreklif voorkomen, terwijl naar de laagwaterlijn toe een dominantie van fijn zand optreedt.

De korrelgrootteverdeling van het sediment tegen de laagwaterlijn (fig. II/10, monster Ga 4) bestaat uit een goed gesorteerd zeer fijn zand ($Md=81$, $So=0.48$ / tabel 5) met slechts 5% klei. De kromme loopt zeer steil op tot 88 mu en begint dan steeds meer af te buigen naar rechts, om in de fijne siltfrakties bijna subhorizontaal verder te verlopen. Bij 124 mu komt een knik naar links voor (accessorische bijmenging van grover materiaal). Monster Ga 3 vertoont vrijwel dezelfde kenmerken als Ga 4, maar is in zijn geheel naar rechts opgeschoven wat een verfijning van het sediment duidt. Een sterkere toename in silt en klei doet zich voor in monster Ga 2, dat hierdoor nog meer naar rechts opschuift, maar in zijn geheel parallel blijft aan vorige korrelgrootteverdelingskrommen.

Monster Ga 1 tenslotte vertoont steeds hetzelfde verloop wat de korrelgrootteverdeling aangaat, maar deze is nu naar links opgeschoven doordat het sediment iets grover is en minder klei bevat.

b) Kalkgehalte:

Het verloop van het kalkgehalte vertoont een duidelijke overeenkomst met het verloop van de korrelgrootte (fig II/10). De sedimenten met het hoogste kleigehalte zijn het rijkste aan kalk.

In absolute waarde is het kalkgehalte van deze sedimenten gelegen tussen 8 en 12%.

monster	Md	M_{μ}	M_{ϕ}	So	Sk	Kalk
Ga 1	43	--	--	--	--	8,25
Ga 2	--	--	--	--	--	11,75
Ga 3	60	54	4.10	0.61	+0,27	10,00
Ga 4	81	72	3.80	0.48	+0,38	9,25

Tabel 5

HOOFDSTUK IV

PROFIEL: 'T BOOMKE Bk1. Lokalisatie

15°14'35" N
04°21'33" E
richting: 206°
rechter Scheldeoever

2. Kaarten en figuren

kaarten: 4
figuren: II/11-12

3. Terreinwaarnemingen

a) Milieu:

Het profiel: 't Boomke (Bk) bevindt zich op de plaat van Boomken in een binnenbocht aan de rechter Scheldeoever. Stroomafwaarts komt een vloodschaar voor, welke de plaat erodeert.

De omgeving waar dit profiel werd opgenomen is door tussenkomst van de mens sterk gewijzigd. Een stenen dijk heeft het bovenste gedeelte van de slikke afgesneden en verhindert zo elke verdere natuurlijke evolutie van deze omgeving.

b) Topografie:

De helling op de schorre bedraagt ongeveer 2,22%. De slikke heeft bovenaan een konkaf profiel, met hellingen welke evolueren van 3% tegen het stenen dijkje tot 1,38% naar de laagwaterlijn toe. Aan de laagwaterlijn zelf is de helling opnieuw steiler, nl. 2,06%.

c) Beschrijving van het profiel:

De begroeiing op de schorre bestaat uitsluitend uit riet. De slikke is onbegroeid.

- Bk 1 Tot op 10m voor het stenen dijkje
 Fijne zandafzettingen - iets slibhoudend.
 Schelprestjes.
 Over de ganse lengte vormen zich kleine klifjes - deze zijn niet erg uitgesproken. Voor elk klifje is er een klein geultje, ongeveer 5cm breed.
 Swash marks en V-vormige structuren komen vrijwel overal voor.
- Bk 2 Op 11m voor het stenen dijkje
 Fijn zand.
 Rippels: deze zijn slechts vaag zichtbaar, meest half opgevuld en met zeer brede afgevlakte kam. De depressies van deze rippels zijn meest opgevuld met weinig materiaal.
 Op sommige plaatsen is een begin van een tweede, kleine rippelvorm waar te nemen. Deze laatste is loodrecht op de eerste rippels georiënteerd en overlapt deze. De richting van de eerste rippelvorm is loodrecht op het profiel, terwijl de tweede rippels evenwijdig met het profiel georiënteerd zijn.
- Bk 3 Op 30m voor het stenen dijkje
 Het sediment bestaat steeds uit fijn zand.
 Rippels: deze vertonen steeds gedeeltelijke opvulling met veenrestjes. Ze zijn meest symmetrisch en zijn vrij sterk vertakt. De rippelkam is dikwijls afgevlakt.
 L: 6/5.5/6.5/6/5/6.5/5.5 cm
 A: 1 à 1,5 cm
 platte kam: 2;5 à 4 cm breed
- Bk 4 Op 50m voor het stenen dijkje
 Fijn zand.
 Talrijke kleikeitjes. Deze komen vooral in de depressies van de rippels voor.
 V-vormige structuren.
 Rippels.
 Kleine ondiepe stroompjes, ongeveer 1 à 2cm steil ingesneden en slechts een paar tiental cm breed. Deze zijn loodrecht op de rippels georiënteerd.

Bk 5 Op 60m voor het stenen dijkje

Fijn zand.

Rippels, meest asymmetrisch en dikwijls vertakt.

In de depressies komen dikwijls kleikeitjes voor.

L: 4 à 5cm

A: ongeveer 1cm

platte kop: 1 à 2cm tot 10cm

Loodrecht op de rippels komen opnieuw stroompjes voor zoals beschreven sub Bk 4.

V-vormige structuren

Swash marks.

4. Analysen

a) Korrelgrootteanalysen:

Het korrelgroottediagramma geeft te kennen dat de omgeving van het profiel overwegend uit fijn zand bestaat (meer dan 90% is gelegen tussen 250 en 62 μ). Dijkwaarts treedt er een afname aan zand op (het gehalte aan 62 μ daalt van 90 tot 25%). Deze afname is vooral sterk vanaf punt Bk 2. Zij gaat gepaard met een toename aan silt en klei. In de grovere frakties bemerken we dat de 175 μ fraktie vrijwel konstant aanwezig blijft, terwijl de fraktie grover dan 250 μ vooral aan het uiteinde van het profiel, zowel tegen de dijk als tegen de laagwaterlijn, weergevonden wordt.

Behalve monster Bk 1, blijken de verschillende korrelgrootteverdelingskrommen van deze monsters vrijwel parallel aan elkaar te verlopen. Er treedt duidelijk een toenemende verfijning op van de mediaan, welke van 124 μ naar 88 μ evolueert. De sortering van het sediment is vrijwel konstant ($S_o = \pm 0.33$, tabel 6).

Monster Bk 1 wijkt, zoals reeds gezegd, hiervan af. Door de sterke toename aan silt en klei, evenals aan grover sediment, heeft deze kromme een vlakker verloop gekregen. De sortering is dus eerder slecht ($S_o = 0.74$). Deze gegevens zijn een aanwijzing voor het feit dat we hier bijeengespoeld materiaal hebben.

b) Kalkgehalte:

Het kalkgehalte (tabel 6) daalt van het stenen dijkje naar de laagwaterlijn toe. Het maximum bedraagt ongeveer 12%, het minimum 4% (fig II/12). Deze evolutie vertoont een overeenkomst met de evolutie vastgesteld bij het korrelgrootte onderzoek, in die zin dat het grover sediment kalkarmer is dan het sediment dat rijker is aan silt en klei.

monster	Md	M μ	M ϕ	So	Sk	kalk
Bk 1	66	60	4.06	0.74	+0.19	11.00
Bk 2	90	88	3.50	0.36	+0.06	7.00
Bk 3	109	108	3.21	0.33	+0.03	5.00
Bk 4	124	120	3.06	0.30	+0.03	4.00
Bk 5	123	123	3.02	0.33	0	4.50

tabel 6

HOOFDSTUK V

PROFIEL: KETELPLAAT K1. Lokalisatie

51°17'03" N

04°18'56" E

richting: 85°

linker Scheldeoever

2. Kaarten en figuren

kaarten: 5

figuren: II/13-14-15

3. Terreinwaarnemingen

a) Milieu:

De Ketelplaat is gelegen in een binnenbocht van de Schelde, tegenover de Boudewijnsluis.

b) Topografie:

De hellingen, weergegeven in fig. II/13, werden opgemeten daar waar de plaat zijn grootste breedte bereikt. Het schorreoppervlak (20m breed) heeft een helling van ongeveer 3%. Een 1m hoge schorreklif vormt de overgang naar de slikke. Deze heeft bovenaan een konkaf, onderaan een konvex profiel.

De helling is het grootste ongeveer 10m voor de Schorreklif, namelijk 4,12% en slechts 3,09% aan de voet van de schorreklif zelf. Naar het midden van het profiel toe daalt de helling. De laagste waarde, op 70m voor de schorreklif, bedraagt 1,23%. Scheldewaarts treedt vervolgens een toename in de hellingswaarde op. Deze is maximaal tegen de laagwaterlijn, namelijk 3,30%.

c) Beschrijving van het profiel:

K 1 Op 115m voor de schorreklif

Fijn zand.

Rippels: deze zijn niet altijd duidelijk waar te nemen en niet steeds continue.

Op een eerste systeem van grotere rippels komen kleinere rippels voor welke ongeveer loodrecht op de eerste gericht zijn.

a) grote rippels: EW gericht

L: 5/5.5/6/5/6.5/5/4/6/6/5/4.5/5.5 cm

A: 1 à 1,5 cm

b) kleine rippels: NS gericht

Tegen de laagwaterlijn komen eveneens zeer grote rippels voor welke loodrecht op de loop van de Schelde georiënteerd zijn.

c) L: 3 à 5m

A: 0,30m

K 1b Op 108m voor de schorreklif

Loodrecht op de helling komen hier kleine geultjes voor met een platte bodem en steile wanden.

Geen rippels meer van type a of c (cfr sub K 1).

K 2 Op 100m voor de schorreklif

Matig fijn zand.

Geen geultjes meer.

Duidelijke rippels - NS tot N15E gericht.

K 3 Op 90m voor de schorreklif

Steeds zelfde matig fijn zand.

In de depressies van de rippels komen veelal kleibolletjes voor.

K 4 Op 80m voor de schorreklif

cfr K 3

K 5 Op 70m voor de schorreklif

Steeds matig fijn zand

Talrijke schelpen en schelpresten

Rippels, richting N10E

Het oppervlak is zwak ondulerend met kammen op ongeveer 70cm van elkaar gelegen en depressies van een 2-tal cm diepte. De depressies zijn sterk waterhoudend. In de depressies komen de rippels voor terwijl de kammen afgevlakt zijn (15 à 20cm breed).

De algemene richting van deze ondulatie is eveneens N10E (dus parallel met de rippels).

- K 6 Op 60m voor de schorreklif
cfr K 5

Verder komen hier eveneens tot 1cm lange kleikeitjes voor.

- K 7 Op 50m voor de schorreklif
Steeds matig fijn zand.
Geen rippels meer.

Vanaf dit punt naar de dijk toe komt een 2m brede band voor bedekt met kleikeitjes (tot 1,5 cm doormeter). Verder is het oppervlak zeer effen.

- K 8 Op 40m voor de schorreklif
cfr K 7

- K 9 Op 30m voor de schorreklif
Meer slibhoudend fijn zand.

Rippels zeer asymmetrisch. De depressies zijn dikwijls gedeeltelijk met kleikeitjes opgevuld.

Richting: van NS tot N10E

L: 5.5/6/5/5.5/5.5/5.5/6.5/7/5/4/5/5/5/5 cm

A: 1 à 0.5 cm (opgevuld)

De rippels vertonen een opvulling met kleikeitjes en dit in steeds toenemende mate. In een gegeven stadium is de opvulling zo ver gekomen dat aan de oppervlakte langgerekte parallelle strepen zichtbaar zijn van de kammen (zand) van de rippels afwisselend met slierten kleikeitjes.

- K 10 Op 20m voor de schorreklif

Fijn zand - slibhoudend

Het oppervlak is zeer effen.

Bij afkrabben echter van een dun oppervlakkig laagje komen evenwijdige rippels te voorschijn. De opvulling van deze rippels bestaat uit parallelle slierten kleikeitjes.

K 11 Op 10m voor de schorreklif

Ter hoogte van dit punt komt een plaat voor, 12m op 7m, en met de lengteas parallel met de schorreklif, begroeid met *Scirpus* planten. Verder komen hier zeer talrijke schelpen voor welke tot de tertiaire afzettingen behoren. Vermoedelijk hebben we hier met opgespoten materiaal van de baggerwerken te doen. Het sediment is hier kleiiger.

4. Analysen

a) Korrelgrootte:

In het korrelgroottediagramma van fig. II/14 wordt een overzicht van de korrelgrootteverdeling volgens het dwarsprofiel gegeven. Hieruit kan men afleiden dat over de ganse breedte een zandafzetting voorkomt met slechts weinig variatie in de korrelgroottesamenstelling.

Vanaf de schorreklif zien we dat er een geringe toename in de grovere zandfrakties (boven 124 μ) voorkomt. Tegen de laagwaterlijn echter dalen deze frakties opnieuw zeer snel. Tussen monster K 5 en K 2 is er praktisch geen verandering in de korrelgroottesamenstelling. Dit is eveneens het gedeelte van het dwarsprofiel waar de hellingen een konstante en lage waarde vertonen.

Op basis van het gehalte kleiner dan 62 μ kunnen we het profiel verdelen in een bovenste helft met meer dan 15% silt en klei (dit gedeelte strekt zich uit tussen de schorreklif en monster K 6, op 60m voor de schorreklif), en een onderste helft met minder dan 10% silt en klei (tussen monster K 6 en monster K 2).

De korrelgrootteverdelingskrommen van deze sedimenten, weergegeven in fig. II/15, vertonen een zeer parallel verloop en zijn allen in een eerder smalle bundel gelegen welke begrensd wordt door krommen K 11 en K 5. Al deze krommen hebben een vrij rechtlijnig middenstuk dat tussen 88 en 62 μ naar rechts afgebogen wordt.

De helling is eerder zwak wat op een vrij grote spreiding van deze sedimenten duidt. Ook zien we dat er vrij veel grof sediment aanwezig is (soms meer dan 5% grover dan 250 μ). Dit laatste is niet typisch voor het slikke milieu. De sortering van deze sedimenten bedraagt tussen $S_o=0.58$ en 1.22. De scheefheidswaarden liggen tussen $S_k=-0.03$ en +0.48 (tabel 4).

b) Kalkgehalte:

Het kalkgehalte van deze sedimenten is gelegen tussen 5 en 9% (tabel 7). Het verloop van het kalkgehalte volgens het dwarsprofiel vertoont een overeenkomst met de korrelgroottesamenstelling (fig.II/14). De grovere sedimenten blijken armer aan kalk te zijn.

monster	Md	M_μ	M_φ	S_o	S_k	kalk
K 1	115	112	3.13	0.63	+0.06	4.64
K 2	130	114	3.13	0.73	+0.27	5.25
K 3						5.25
K 4	129	130	2.94	0.60	-0.03	2.12
K 5	130	130	2.94	0.65	0	3.54
K 6	118	110	3.18	0.73	+0.14	7.00
K 7	112	84	3.62	1.22	+0.48	8.00
K 8	108	91	3.56	0.98	+0.36	8.25
K 9	124	112	3.16	0.64	+0.23	5.00
K 10	110	95	3.40	0.58	+0.26	6.50
K 11	110	95	3.40	0.62	+0.26	6.25

Tabel 7

HOOFDSTUK VI

PROFIEL: BELGISCHE SLUIS Ts1. Lokalisatie

51°17'32" N

04°19'28" E

richting: 240°

rechter Scheldeoever

2. Kaarten en figuren

kaarten: 5

figuren: II/16-17

3. Terreinwaarnemingen

a) Milieu:

Het profiel "Belgische sluis" werd opgenomen in een buitenbocht van de Schelde, stroomopwaarts van de Boudewijns sluis.

b) Topografie:

De omgeving van dit profiel is sterk door de mens beïnvloed door de aanleg van een stenen wal, welke de schorre voor verdere erosie behoedt.

De helling op de schorre bedraagt 2,13% (fig. II/16). Het schorreprofiel eindigt met een klif, welke ongeveer 1,50m boven de hogervernoemde stenen wal uitsteekt. Deze laatste vormt de overgang naar de slikke en is eveneens 1,50m hoog.

De slikke is vooral steil aan de voet van de stenen wal (2,98%) 10m verder is de helling 1,77% om nogmaals 10m verder opnieuw ietwat steiler te worden, namelijk 2,12%, waarna de helling afneemt. Aan de laagwaterlijn is de helling slechts 0,35%. Het profiel eindigt in een klif welke net boven de laagwaterlijn uitsteekt.

Deze klif wordt ondersteund door een veenlaag.

c) Beschrijving van het profiel:

- TS 1 Tegen stenen dijkje - over een breedte van ongeveer 5 meter
Brede band bestaande uit grof zand, met talrijke keitjes
- TS 2 Op 10m voor stenen dijkje
Fijn zand.
Rippels: deze komen bijna uitsluitend in de waterplassen voor.
- TS 3 Op 20m voor stenen dijkje
Cfr TS 2
- TS 4 Op 30m voor stenen dijkje
Fijn zandig sediment
Talrijke slibrijke plekken
Veenbrokken
- TS 5 Op 40m voor stenen dijkje
Vanaf dit punt tot tegen de laagwaterlijn dagzoomt de holocene veenlaag welke gekend is uit het onderzoek in de polders (terreinwaarnemingen en boringen).

Opmerking in verband met TS 1:

De grove zandband, met keitjes en schelpresten is soms 1m breed, terwijl op andere plaatsen hij tot 5m breed kan zijn. Een paar tientallen meters verder stroomafwaarts verdwijnt deze band.

4. Analysen

a) Korrelgrootte:

In het overzichtsdiagramma van fig. II/17 kan men zien dat de korrelgrootteverdeling over de grootste breedte van de slikke vrijwel uniform is. Het zijn hier zeer siltrijke afzettingen, met meer dan 70% sediment kleiner dan 62 μ . Het sediment dat tegen de stenen wal gelegen is bestaat uit zeer grof materiaal en contrasteert fel met de rest van de slikke.

Hetzelfde onderscheid kan men natuurlijk ook maken bij het vergelijken van de korrelgrootteverdelingskrommen. Behalve monsters TS 1 dat het zeer grove sediment vertegenwoordigt, vallen de monsters in een smalle band samen. In deze laatste monsters is sediment boven

de 175 mu praktisch afwezig. De krommen lopen eerder zwak op van 175 mu tot 44 mu, vanwaar ze afbuigen naar rechts. Uit de helling van de krommen kunnen we eveneens afleiden dat deze sedimenten eerder slecht gesorteerd zijn.

b) Kalkgehalte:

Het kalkgehalte van deze sedimenten varieert tussen 2,75 en 10,00% (tabel 8)

monster	Md	M_{μ}	M_{φ}	So	Sk	kalk
TS 1	335	330	1.60	0.28	+0.07	2.75
TS 2	35	--	--	--	--	7.25
TS 3	--	--	--	--	--	7.50
TS 4	32.5	--	--	--	--	9.25
TS 5	47	--	--	--	--	10.00

Tabel 8

HOOFDSTUK VII

PROFIEL: LILLO L1. Lokalisatie

51°18'19" N

04°17'18" E

richting: 61°

rechter Scheldeoever

2. Kaarten en figuren

kaarten: 5

figuren: II/18-19-20-21

3. Terreinwaarnemingen

a) Milieu:

Het profiel "Lillo" werd opgenomen op de plaat van Lillo een 300-tal meter stroomopwaarts van het haventje van Lillo. Een kleine ondiepe vloodschaar scheidt de plaat van de dijk.

b) Topografie:

Ook hier werd een stenen wal aangelegd ter beveiliging van de schorre tegen verdere erosie. Deze wal is hier meer dan 4m hoog.

De hellingen op het schorreoppervlak zijn zeer laag (0,5 à 7%) (fig. II/18). Er komt een hogere hellingswaarde voor juist tegen de stenen wal (3%). In het slikke profiel is duidelijk de depressie tegen de voet van de stenen wal te zien, welke ontstaan is door de hoger vermelde vloodschaar. Voorbij deze depressie komt de plaat voor welke aan de rand hellingen vertoont van 2,5% naar de dijk toe en 10,8% aan de Scheldezijde.

c) Beschrijving van het profiel:

Opname van 1-9-1966

- L 4 Op 80m voor de voet van het stenen dijkje dat de schorreklif ondersteund
 Middelmattig geelachtig zand (schelpgruis)
 Rippels: deze zijn ongeveer parallel aan de laagwaterlijn.
 L: 6/6/5.5/4.5/6/7/5.5/6/6/5.5/6/7/8 cm
 A: 4 à 5mm/1cm/1cm
 Soms zijn ze afgevlakt
- L 5 Op 70m voor de voet van het stenen dijkje
 cfr L 4 (geen schelpgruis meer)
 De afgevlakte top van de rippels is nu algemeen terwijl de afvlakking breder is (4 à 6 cm brede kam tegen 2 à 4cm in L 4)
- L 5A Op 70m voor stenen dijkje
 Monsters genomen in de depressie van de rippels
 Hierin komen a.a. kleikeitjes voor.
- L 6 Op 60m voor stenen dijkje
 steeds gelig gemiddeld zand
 Zeer weinig schelpgruis.
 Rippels: vanaf hier komen interferentiepatronen tussen twee richtingen voor.
 a) cfr L 4 en L 5
 richting: N30W/N30W/N30W/N40W/N40W/N40W
 b) het tweede rippelsysteem loopt over het vorige heen
 richting: N15E/NS/N20E/N30E
- L 7 Op 50m voor het stenen dijkje
 Steeds gelig gemiddeld zand met zeer weinig schelpgruis.
 Ter hoogte van dit punt werd op 28-9-1966 een tracerproef uitgevoerd.
 De rippels welke hier voorkomen zijn sterk onderbroken.
 richting: (gemeten op 2-11-1966)
 N60E/N60E/N21E/N40E/N50E/N64E/N53E/N59E/N42E/N54E/N23E/N50E/
 N52E/N53E/N50E/N36E/N45E/N45E/N35E/N55E/N50E/N31E/N35E/N20E/
 N60E/N50E/N76E/N62E/N45E/N52E/N65E/
 De steile helling van deze rippels is westwaarts gericht.

- L 8 Op 40m voor stenen dijkje
 Steeds gelig middelmatig fijn zand
 Rippels: opnieuw twee interfererende richtingen
 a) N80W L: 15/14/10/5/13/12/13 cm
 A: 2;5 à 2.0 cm
 b) NS tot N20E L: 4/5/3/4/4.5/5/4.5/4/4/3.5/4/4/4
 A: 1.0 cm à 0.5 cm

- L 9 Op 30m voor het stenen dijkje
 Steeds gemiddeld zand
 Rippels: interferentiepatroon
 a) ongeveer N75E
 b) " N10E

- L 10 Op 20m van stenen dijkje
 In geul. Het sediment wordt meer slibachtig.
 Rippels: L: 15/12.5/14/10/10/11/12 cm
 A: 2.5 à 3 cm

Metingen verricht op 2-11-1966, tussen punt L 10 en L 11
 richting rippels:

N18W/N10W/N20W/N50W/N30W/N50W/N25W/N18W/N22W/N12W/N26W/
 N30W/N22W/N12W/N22W/NS/N25W/N20W/N30W

De steile helling van de rippels is meest zuidwaarts gericht.

- L 11 Op 10m voor het stenen dijkje
 Eerder slibachtig sediment
 Rippels:
 N65E L: 6.5/6/5/5.5/6/8/7/5/7/6.5/7.5/8/5/7/6/6.5 cm
 A: 0.3 à 0.6 cm

De volgende opnamen werden verricht op 28-9-1966

Lsch Dit punt is ongeveer 250m ten NE van profiel L gelegen. De stenen dijk, welke meer zuidwaarts de schorreklif ondersteund is hier niet aanwezig zodat de schorreklif hier kon bemonsterd worden.

De schorreklif is hier eerder zandrijk en wordt naar onder toe kleiiger.

Verder kon eveneens opgemerkt worden dat de schorre in de richting van de dijk langzaam daalt (cfr eveneens profiel L).

Beide verschijnselen zouden op de ontwikkeling van een oeverswal aan de Scheldezijde kunnen wijzen.

- L 20 100cm onder het oppervlak
Homogene grijze klei
Onderaan komen roestplekken (oxidatie) voor.
In deze afzetting is geen gelaagheid te herkennen.
- L 21 90cm onder het oppervlak
Homogene grijze klei - iets zandiger dan L 20
- L 22 70 à 75cm onder het oppervlak
Sterk gelijkend op L 22, zandige grijze klei.
Hier en daar zijn roestplekken waar te nemen. Deze dringen duidelijk langs spleten in de klif binnen zodat we mogen aannemen dat de oxidatie na de vorming van de klif opgetreden is en hier dus niet alleen het gevolg van de plantengroei zijn.
- L 23 60cm onder het oppervlak
De afzettingen vertonen nu een begin van gelaagdheid door het optreden van kleine zandlensjes lichtgrijs van kleur, en weinig talrijk.
- L 24 42cm onder het oppervlak
De zandlensjes worden steeds talrijker en ook groter van afmetingen. Ze wisselen af met een donkerder gekleurde (grijze) kleilaagjes.
De oxidatie is duidelijk intenser in de zandlensjes dan in de klei. Eerstgenoemde krijgen hierdoor dikwijls een rosse kleur.
- L 25 28cm onder het oppervlak
Het sediment is nu duidelijk zeer zandrijk geworden.
Ook de oxidatieverschijnselen zijn talrijker.
- L 26 12cm onder het oppervlak
Talrijke en dikkere zandlensjes wisselen af met grijsblauwe kleilaagjes.
De zandlaagjes hebben een golvend verloop.
Oxidatieverschijnselen, nu zowel in de zand- als in de kleilaagjes, zijn vrij talrijk.
- L 27 Van 0 tot 5cm onder het oppervlak
Het sediment is nu overwegend zandig met een bijmenging van klei.

Er komen in deze bovenste zone veel wortels van recente planten voor.

4. Analysen

a) Korrelgrootte - oppervlaktemonsters

Het overzichtsdigramma van fig. II/19 laat duidelijk zien dat er een toenemende vergroving van het sediement aanwezig is van de stenen wal naar de plaat toe. Op de plaat zelf is het sediment meer uniform van samenstelling. Het grofste sediment komt voor juist voorbij de kam van de plaat aan de Scheldezijde (monster L 5).

Uit de korrelgrootteverdelingskrommen kunnen we verder afleiden dat deze sedimenten een zeer goede sortering in de zandfractie vertonen. De krommen lopen vrij steil op tot 100 à 88 mu, waarna ze naar rechts afbuigen om in de silt- en kleifrakties vrijwel horizontaal verder te lopen. De sorteringsgraad bedraagt $SO=0.28$ à 0.39 (tabel 9).

Met uitzondering van monster L 11 is 80 à 95% van het sediment grover dan 88 mu. Korrels boven 250 mu komen alleen voor in monster L 5, dat zoals reeds gezegd werd, het grofste sediement vertegenwoordigt.

b) Korrelgrootte - schorreklif

Uit het korrelgroottediagramma van fig. II/20 kunnen we afleiden dat het sediment van de schorreklif een vrij homogene samenstelling heeft. Dit sediment bestaat overwegend uit silt en klei. De zandfractie is zeer gering aan de basis van de klif (minder dan 5% grover dan 62 mu), maar neemt progressief naar boven toe (tot 42% aan de top).

Uit de korrelgrootteverdelingskrommen (fig. II/21) kunnen we verder afleiden dat er een goede overeenkomst tussen deze sedimenten bestaat. De krommen vertonen geen rechte stukken, maar lopen in een konvexe boog naar de fijnste frakties toe. Er komt hier dus geen knik in de korrelgrootteverdeling voor zoals we reeds verscheidene malen waargenomen hebben.

Behalve gans bovenaan komt geen sediment grover dan 124 mu voor.

c) Kalkgehalte:

Het kalkgehalte van de slikkesedimenten vertoont een analoge evolutie als de korrelgrootteverdeling (fig. II/19) (tabel 9). Het kalkgehalte is hoger tegen de dijk dan aan de laagwaterlijn. Het kalkgehalte daalt van 9% tot ongeveer 3%.

Dit is niet helemaal zo in het schorreklifprofiel waar het kalkgehalte eerder schijnt toe te nemen naar boven toe. Het kalkgehalte is hier het hoogste aan de basis (9%), daalt vervolgens tot 6% om opnieuw te stijgen tot 9% op een tiental cm onder het oppervlak. De tweede kromme geeft het kalkgehalte weer dat we zouden verwachten op basis van het kleigehalte van deze afzettingen (cfr later).

d) Organisch koolstof

Het gehalte aan organisch koolstof (C) varieert tussen 0.50 en 2.48% (tabel 9).

monster	Md	M _μ	M _φ	So	Sk	kalk	C
L 4	140	128	2.97	0.35	+0.37	4.00	1.00
L 5	150	140	2.84	0.34	+0.32	3.00	0.60
L 5A	144	137	2.88	0.35	+0.26	3.50	1.00
L 6	135	132	2.92	0.28	--	4.00	--
L 7	135	138	2.97	0.32	+0.25	3.50	--
L 9	131	125	3.00	0.33	+0.18	6.00	2.48
L 10	116	113	3.15	0.39	+0.10	--	--
L 20	6	--	--	--	--	9.00	2.00
L 21	16	--	--	--	--	7.00	0.50
L 22	17	--	--	--	--	5.75	2.20
L 23	20	--	--	--	--	7.25	--
L 24	39	--	--	--	--	7.75	0.50
L 25	15	--	--	--	--	9.50	0.50
L 26	40	--	--	--	--	8.75	0.50
L 27	54	--	--	--	--	7.75	0.50

Tabel 9

HOOFDSTUK VIII

PROFIEL: DOEL D1. Lokalisatie

51°19'09" N

04°15'48" E

richting: 85°

linker Scheldeoever

2. Kaarten en figuren

kaarten: 6

figuren: /II/22-23-24-25

3. Terreinwaarnemingen

a) Milieu:

Het profiel "Doel" werd opgemeten tegenover het stroomafwaartse uiteinde van de plaat van Lillo, in een buitenbocht van de Schelde.

b) Topografie:

Het oppervlak van de schorre heeft hier geen continue helling naar de slikke toe, maar is eerder zacht glooiend (fig. II/22). Aan de kant van de slikke is de schorre zelfs hoger dan meer dijkwaarts. Een stenen wal beschermt de schorreklif, welke nog slechts over een halve meter zichtbaar is. De stenen wal is hier 1m hoog.

Van aan de voet van deze wal daalt de slikke met een vrij konstante helling (2,1 à 3,2%) naar de laagwaterlijn toe. Op 70 à 80m voor de stenen wal komen kleine erosieklifjes voor welke de gemiddelde helling doen toenemen (deze is hier 4,2%)

c) Beschrijving van het profiel:

Datum van opname: 30-8-1966 en 2-9-1966

D 1 Gelegen op 10m voor stenen dijkje

Het oppervlak bestaat uit zand, waarop een dun sliblaagje

(zandig) voorkomt.

Rippels, voor zover deze voorkomen, zijn meestal bedekt door een dunne sliblaag.

Droogtespletten.

D 2 Op 20m voor stenen dijkje

Het oppervlak bestaat uit fijn zand.

Soms komt een dunne zandige sliblaag voor. Waar deze aanwezig is vinden we eveneens droogtespletten.

De droogtespletten vormen een polygonaal net waarvan de polygonen een zijde van 6 à 8 cm hebben met een doormeter van een zestal cm.

Op enkele plaatsen komen tweekleppige schelpen (*Scrobicularia Plana*) rechtopstaand in het sediment voor.

Tussen punt D 1 en D 2 komt een plaat voor waarop resten aanwezig zijn van een vernielde plantengroei (*Spartina* en *Riet?*). Deze plaat heeft een oppervlakte van 19m op 10m.

D 3 Op 30m voor stenen dijkje

Het oppervlak bestaat steeds uit zand.

Geen rippels.

D 4 Op 40m voor stenen dijkje

Bruine zandige sliblaag

Tweekleppige, rechtopstaande mollusken (afgestorven), (*Scrobicularia*).

D 5 Op 50m voor stenen dijkje

Zandige sliblaag - aan de oppervlakte sterk waterhoudend - bruin.

D 6 Op 60m voor stenen dijkje

Een zeer dun sliblaagje bedekt een fijne zandlaag.

Waar geen of slechts zeer weinig slib aanwezig is, komen rippels voor. In de depressie van deze treft men schelprestjes aan.

Soms zijn de rippels eveneens gedeeltelijk bedekt door een dun sliblaagje.

D 7 Op 70m voor stenen dijkje

Fijne zandafzetting aan de oppervlakte.

Tussen D 7 en D 8 komen kleine klifjes voor.

- D 8 Op 85m voor stenen dijkje
cfr D 7
- D 9 Op 50m voor het stenen dijkje - tussen 40 en 50cm onder het oppervlak.
Afwisselend zand- en sliblaagjes van ongeveer 1cm dikte.
De sliblaagjes hebben een donkere (blauwe) kleur, terwijl de zandlaagjes eerder lichtgrijs gekleurd zijn.
- D 10 cfr D 9 - tussen 30 en 40cm onder het oppervlak
cfr D 9
- D 11 Zelfde plaats - tussen 20 en 30cm onder het oppervlak
cfr D 9
- D 12 Zelfde plaats - van 10 tot 20cm onder het oppervlak
cfr D 9
- D 13 Zelfde plaats - van 0 tot 10cm onder het oppervlak
Blauwgrijze zandige sliblaag.
Aan de basis van deze laag komen schelpen rechtopstaand in het sediment voor (Scrobicularia).
- D 14 Op 20m voor het stenen dijkje - tussen 32 en 42cm onder het oppervlak.
Grijsblauwe zandige klei.
- D 15 Zelfde plaats - tussen 22 en 32cm onder het oppervlak
Grijsblauwe zandige klei.
- D 16 Zelfde plaats - tussen 12 en 22cm onder het oppervlak
Grijsblauwe zandige klei.
- D 17 Zelfde plaats - tussen 0 en 12cm onder het oppervlak
Lichtgrijze, fijn zandige laag.
Aan de basis van deze laag komen talrijke veenbrokjes voor.
- Opname van 12-3-1967
- D 18 Op 10m voor het stenen dijkje
Sliblaag - deze is zeer sterk waterhoudend.
Het oppervlak is volkomen glad.
- D 19 Op 30m voor het stenen dijkje
Sliblaag - sterk waterhoudend.

- D 20 Op 50m voor het stenen dijkje
 Vooral zand. Het slib komt ongeveer tot op deze plaats.
- D 21 Op 70m voor het stenen dijkje
 Zand - de oppervlaktelaag is zeer sterk waterhoudend.
 Rippels. Tegen de laagwaterlijn kunnen we duidelijk waarnemen dat de rippels gevormd worden door de backwash en niet door de golven die tegen de slikke oplopen. Deze laatsten komen immers schuin op de richting van de rippels aan, terwijl de rippels volkomen parallel aan de backwash georiënteerd zijn.
- NB: over het ganse profiel komen geen rechtopstaande schelpen meer voor.
- D 21 Waarnemingen gedaan op de slikke vanaf het profiel D, een 500 tal meter stroomafwaarts.
 Op sommige plaatsen komen Scrobicularia schelpen voor, rechtopstaand in het sediment. Deze schelpen worden aangetroffen in meer kleiige afzettingen.
 Cardium schelpen werden eveneens in living-position aangetroffen. Het sediment van de omgeving bestond echter uit fijn zand. We konden tenslotte nog opmerken dat de Cardium schelpen eerder aan de kant van de laagwaterlijn schenen voor te komen.

4. Analysen

a) Korrelgrootte - oppervlakte monsters

Het overzichtsdiaagramma van de korrelgroottesamenstelling van het slikke sediment wijst erop dat er een toenemende vergroving aanwezig is naar de laagwaterlijn toe. Tegen de schorre aan nochtans komt opnieuw sediment grover dan 62 μ voor. (fig. II/23).

De korrelgrootteverdelingskrommen (fig. II/25) tonen verder aan dat de vergroving van het sediment naar de laagwaterlijn toe eveneens gepaard gaat met een steiler worden van de krommen (vgl D 2, D 6 en D 8). Er komt in geen enkele van deze monsters sediment grover dan 175 μ voor, terwijl de silt- en kleifrakties voortdurend afnemen. Dit gaat natuurlijk gepaard met een toenemende verbetering van de sortering van dit sediment. We wijzen er hier eveneens op dat er

geen eigenlijke knik in de krommen voorkomt in de fijnste zandfrakties zoals we elders wel konden waarnemen. De krommen buigen hier echter geleidelijk om (tabel 10).

b) Korrelgrootte - dieptemonsters.

In fig. II/24 zijn de korrelgrootteanalyses uitgezet van enkele monsters welke onder het slikkeoppervlak genomen werden.

De monsters genomen onder punt D 2 blijken veel minder zandrijk te zijn dan het oppervlaktemonster. Verder is de variatie in de diepte hier zeer groot.

Op punt D 5 is er wel een goede overeenkomst tussen de oppervlakte en dieptemonsters en er is geen variatie met de diepte.

De korrelgrootteverdelingskrommen vertonen verder dezelfde karakteristieken als het oppervlakesediment (fig. II/25).

c) Kalkgehalte.

Het kalkgehalte van deze sedimenten (tab. 10) varieert tussen 1,50 en 13,35%. De monsters met het hoogste silt- en kleigehalte hebben eveneens het hoogste kalkgehalte.

d) Organisch koolstof.

Het C-gehalte van deze sedimenten bedraagt tussen 0,50 en 3,90% (tabel 10).

monster	Md	M_{μ}	M_{ϕ}	So	Sk	kalk	C
D 1	51	22	5.80	2.77	+0.55	11.25	1.05
D 2	--	--	--	--	--	7.00	2.10
D 4	--	--	--	--	--	13.25	1.05
D 5	52	15	6.06	2.59	+0.69	11.00	--
D 6	65	40	4.67	1.39	+0.52	10.75	0.75
D 7	--	--	--	--	--	11.00	0.75
D 8	95	91	3.46	0.46	+0.13	8.00	--
D 10	49	15	6.03	2.35	+0.72	10.50	1.35
D 11	57	15	6.05	2.59	+0.74	9.50	1.50
D 12	60	32	4.98	1.36	+0.68	8.50	0.90
D 13	--	--	--	--	--	11.00	1.05
D 14	--	--	--	--	--	9.00	1.35
D 16	--	--	--	--	--	1.50	4.50
D 17	--	--	--	--	--	6.25	3.90

Tabel 10

HOOFDSTUK IX

PROFIEL: BLAUWGAREN1. Lokalisatie

51°19'49" N

04°17'08" E

richting: 260°

rechter Scheldeoever

2. Kaarten en figuren

kaarten: 6

figuren: II/26

3. Terreinwaarnemingen

a) Milieu:

Het profiel "Blauwgaren" werd opgenomen stroomopwaarts van Fort Frederik in een buitenbocht van de Schelde.

b) Topografie:

Het profiel op de schorre opgemeten (fig. II/26) laat een zeer vlak oppervlak zien. Tegen de dijk aan komt een depressie voor, waarin een geul zijn bedding uitgeschuurd heeft. Het schorreprofiel is van de slikke gescheiden door een bijna 2m hoge schorreklif.

Op de slikke komen grotere hellingswaarden voor. De helling is maximaal tegen de schorreklif (1,17%) en blijft verder vrijwel konstant (0,20 à 0,24%). Tegen de laagwaterlijn, waar het veen dagzoomt wordt de helling zeer laag. We kunnen eveneens wijzen op een minder uitgesproken knik in het profiel, welke voorkomt op ongeveer 40m voor de schorreklif. De helling gaat hier over van 0,24 naar 0,20%. Deze overgang gaat eveneens gepaard met een overgang van slib naar zand.

c) Beschrijving van het profiel:

We kunnen op de slikken onderscheid maken tussen een slibrijk gedeelte dat zich uitstrekt vanaf de schorreklif tot op ongeveer 40 à 50m hiervoor. Er komt hier een afwisseling voor van slibplaten, met daartussen depressies. Klifjes, waar deze voorkomen, zijn zeer klein en meestal afgerond (bedolven onder slib).

Een tweede deel van de slikke strekt zich uit tussen hoger genoemd deel en de laagwaterlijn. De slikke is hier vooral geerodeerd met verschillende kliffen. Tegen de laagwaterlijn zien we het holo-cene veen dagzomen. In dit veen komen brede geulen voor, welke met een zandig sediment opgevuld werden.

HOOFDSTUK X

PROFIEL: PAARDESCHOR P1. Lokalisatie

51°20'28" N

04°14'29" E

richting: 45°

linker oever van de Schelde

2. Kaarten en figuren

kaarten: 6

figuren: II/27

3. Terreinwaarnemingen

a) Milieu:

Het profiel "Paardeschor" werd opgemeten aan de monding van de "Schaar van den ouden Doel". Het grootste gedeelte van het profiel wordt door de schorre ingenomen.

b) Topografie:

Het schorreoppervlak is vrijwel horizontaal (fig. II/27) en helt met een gemiddelde helling van 0,03 à 0,08% Scheldewaarts. Een steenen wal beschermt de schorre voor verdere erosie. Deze wal is ongeveer 1m50 hoog.

De hellingen op de slikken zijn hoger. Ze nemen toe vanaf de schorre naar de laagwaterlijn. Aanvankelijk is de helling 3%, na 10m echter komt een knik in het profiel voor en neemt de helling vlug toe van 3,9 tot 4,4 en 4,8%. Klifjes vergroten de gemiddelde helling.

De knik op een 15-tal meter voor de schorre stemt overeen met het hoogteniveau van het polderland dat achter de dijk gelegen is.

c) Beschrijving van het profiel:

P 1 Van 0m tot 320m voor de dijk

De schorre is overwegend met grassen begroeid wat sterk contrasteert met de meer noordelijk gelegen schorren.

Ze is eveneens doorsneden met min of meer diepe geulen. Naast deze geulen treft men geen duidelijk oeverwallen aan, wat er op wijst dat een regelmatige overstroming van de schorren niet meer optreedt.

P 2 Op 320m voor de dijk

De schorre is van de slikken gescheiden door een stenen wal, welke de eigenlijke schorreklijf ondersteunt.

P 3 Van 320 tot 430m voor de dijk

Op het slikkeoppervlak komt een uitgestrekte zandige sliblaag voor.

Strukturen komen op het oppervlak omzeggens niet voor (zelfs wormgangen worden zeldzaam). Het oppervlak krijgt hierdoor het uitzicht van een spiegelgladde plaat.

Hier en daar komen zandplekken voor, waarop rippels aangetroffen worden.

Op het lage gedeelte van de slikke heeft men erosie in de vorm van klifjes. De gemiddelde helling van het slikkeoppervlak wordt hierdoor merkkelijk steiler.

HOOFDSTUK XI

PROFIEL: APPELZAK As1. Lokalisatie

51°23'19" N

04°14'32" E

richting: 265°

rechter Scheldeoever

2. Kaarten en figuren

kaarten: 6 en 7

figuren: II/28-29-30-31-32-33

3. Terreinwaarnemingen

a) Milieu:

Het profiel "Appelzak" werd opgenomen aan het stroomopwaartse uiteinde van de vloodschaar achter de Ballastplaat.

b) Topografie:

De overgang tussen de schorre en de slikke wordt in deze omgeving gekenmerkt door een Om50 hoge klif. Vanaf de voet van deze klif zijn de hellingen onmiddellijk vrij hoog (1,2 à 3%)(aan de laagwaterlijn zelfs 4%). Talrijke klifjes onderbreken echter het profiel, wat de gemiddelde helling natuurlijk doet stijgen.

Op 50 à 60m voor de schorreklif komt een reeks dicht bij elkaar gelegen klifjes voor. Deze vormen een steile knik in het geheel van het dwarsprofiel. Aan de voet hiervan is de helling veel zwakker tot aan de laagwaterlijn.

In oktober 1966, 2 maanden na de eerste opname, werd een nieuwe opname gemaakt waarbij de slikke bedekt bleek, door een op sommige plaatsen zelfs Om50 dikke zandlaag. Deze plotse aanzanding is vermoedelijk te wijten aan het storten van baggerspecie in de vloodschaar.

Ter illustratie hebben we eveneens een profiel ingetekend op basis van dezelfde lengteschaal als deze welke we gebruikt hebben in profiel Doel, en we nog zullen gebruiken voor de volgende profielen.

c) Beschrijving van het profiel:

As 12 Aan de voet van de schorreklif

Witgeel zand.

Aan de voet van de schorreklif komen vrij grote kleibrokken voor welke duidelijk bij erosie van de klif ontstaan zijn. Verder op de slikke komen kleine platte keien voor (galets mous) welke soms van een lichtbruin tot lichtgeel zandig omhulsel voorzien zijn (gepantserde kleikeien). Verder konden we eveneens opmerken dat in deze keien wortelgangen aangetroffen worden wat er op wijst dat ze in hun geheel door erosie van oudere afzettingen ontstaan zijn en niet doot bv aaneenkitting van recent slib. Stroomafwaarts van deze kleikeien bemerkt men dikwijls een V-vormige tekening in het zand. De schorre zelf is juist boven de klif over een 10-tal meter onbegroeid, of met een duidelijk vernielde begroeiing. Dit laatste wijst op een regelmatig overstromen van de schorre bij hoog water. De begroeiing bestaat, benevens *Spartina*, uit riet. Het hoge gehalte aan rietstengels in de schorreklif wijst op een vroegere dense begroeiing van deze planten.

Op het slikkeoppervlak komen tussen As 12 en As 11 rippels voor. Deze hebben een lokale verbreiding en vervagen zeer dikwijls tot grote effen zandplaten. Meestal hebben ze een afgevlakte kam.

L: 6 cm

A: 1 cm

As 11 Op 8m voor de schorreklif

Witgeel zand.

Rippels: cfr As 12

Kleikeien

Hier en daar komt een geïsoleerde plant voor.

- As 10 Op 13m voor de schorreklif
Wit zand met blauwe plekken en oxidatiebandjes
Rippels zoals voor As 12.
- As 9 Op 18m voor de schorreklif
Witgeel zand.
Geen rippels.
Wormgaatjes.
- As 8 Zelfde plaats - enkele cm onder het oppervlak
4cm dikke, blauwe zandlaag
Zeer talrijke fossiele boorgaten van graafdieren (meest U-vormige gangen van Nereis). Deze boorgaten zijn meestal voorzien van een omhulsel dat bruin geoxideerd is. Dit omhulsel blijkt meer weerstandbiedend te zijn tegen erosie dan het omgevende sediment. Hierdoor blijven ze dikwijls voor de kliffen, welke door deze blauwe zandlaag gevormd worden, uitsteken.
- As 7 Zelfde plaats - een zestal cm onder het oppervlak
Witgeel zand.
Lateraal gaat dit zand over in een blauwe tot grijsblauw zand.
- As 6 Op 23m voor de schorre
Blauw kleilig zand. De kleur van het sediment is merkkelijk donkerder dan de meer grijsblauwe zandlagen.
Deze laag vormt een kleine erosieklif. Deze erosiekliffen komen vrij veelvuldig voor en zijn over een zeer grote afstand te volgen. Meestal vertoont hun verloop een gebogen vorm met vooruitstekende punten. (cuspoïdale vorm).
Aan de voet van deze kliffen komen steeds talrijke kleikeien voor.
Zeer rijk aan wormgangen.
- As 5 Zelfde plaats - onder laag As ~~5~~
Geel zand - cfr As 7
Geen wormgangen
- As 4 Zelfde plaats - onder laag As 5
Blauwe kleilige zandlaag - cfr As 6

- As 3 Op 28m voor de schorre
Blauw kleilig zand
Talrijke boorgaten van wormen.
- As 2 Zelfde plaats - onder laag As 3
Geel tot witgeel zand.
Geen wormgangen.
- As 1 Zelfde plaats - onder laag As 2
Blauw kleilig zand.
Zeer talrijke wormgangen.
- As 13 Op 43m voor de schorre
Lichtgekleurd zand.
Geen rippels.
- As 14 Op 50m voor de schorre
meer waterhoudend dan As 13
Lichtgekleurd zand.
- As 15 Op 52m voor de schorre
Blauwig zand.
- As 16 Op 53m voor de schorre
Monster genomen in kleine klif.
cfr As 15
- As 17 Op 54m voor de schorre
monster genomen in kleine klif
cfr As 15
- As 18 Op 54,50m voor de schorre
Monster genomen in kleine klif.
cfr As 15
- As 19 Op 55m voor de schorre
cfr As 15
- As 19
bis op 65m voor de schorre
Witgeel zand.
Rippels.
- As 20 Op 58m voor de schorre
Monster genomen in kleine klif.
cfr As 15

4. Opmerkingen bij de beschrijving van het profiel

a) De verbreiding van rippels in de omgeving van het profiel As is zeer duidelijk aan de helling van de slikke gebonden. Ze komen alleen op plaatsen met geringe helling voor. Bij toenemende helling treden verschillende fenomenen op. Zo zien we op sommige plaatsen dat de rippels gewoon vervagen, nadat de rippelkammen afgevlakt werden. Op andere plaatsen ontstaan ruitvormige rippels (foto 21). Het ontstaan van deze laatste structuur hebben we herhaaldelijk kunnen waarnemen bij terugtrekkend tij. Het was hierbij duidelijk dat ze gevormd worden door de backwash en blijkbaar alleen binnen bepaalde grenzen van stroomsnelheid en waterdiepte. Wordt de stroomsnelheid te groot dan vervagen deze ruitvormige rippels.

b) Droogtespletten komen in deze omgeving vooral tegen en op de schorre voor. We konden twee typen waarnemen namelijk een polygonaal patroon en een stervormig patroon (foto 57). In het laatste geval ontmoeten 3 of meerdere spletten elkaar in een punt, maar zijn deze knooppunten niet met elkaar verbonden, zodat er geen eigenlijk netwerk bestaat. We konden eveneens opmerken dat deze spletten slechts ontstaan wanneer een niet te dik sliblaagje op een zandlaag rust. De spletten ontstaan dan in de sliblaag.

c) De gelaagdheidstructuren, welke op verschillende plaatsen waargenomen werden kunnen in verschillende typen onderverdeeld worden:

c.1 Gelaagdheid op de slikke

C.1.1

De klifjes op de slikke blijken hier gebonden te zijn aan een bepaald type van gelaagdheid welke bestaat uit een afwisseling van bandjes (enkele cm dik), blauw kleirijk zand en dunnere bandjes licht grijs of lichtgekleurd zand. Het klifje ontstaat steeds in de blauwe kleirijke band.

Een voorbeeld van twee zulke klifjes is gegeven in fig. II/30 en foto 41.

We zien hier de afwisseling aan lichtgeel of blauwgrijs gekleurde zandlaagjes. We kunnen binnen deze laagjes een onderscheid maken

tussen een geoxideerde zone "L" en een gereduceerde zone "M". Dit onderscheid hebben we gemaakt op basis van de kleur van het sediment zoals aangetoond door Van Straaten, 1954. In de "L"-zone komt ijzer voor in een geoxideerde vorm, welke de bruine kleur veroorzaakt. In de "M"-zone is dit ijzer aanwezig in een monosulfide vorm en hebben we eerder een blauwe kleur.

De donkere laagjes zijn eveneens rijk aan boorgaten van wormen (Nereis), terwijl hierin ook enkele Scrobicularia plana schalen in "living position" aangetroffen worden.

Door enigszins vooruit te lopen op de nog te bespreken korrelgrootte en kalkgehalte analyses kunnen we hier verder nog opmerken dat het kleigehalte 6 à 9% bedraagt in de kleiige laagjes tegen 1 à 3% in de zandlaagjes. Ook het kalkgehalte is hoger in de kleiige laagjes.

c.1.2.

Soms is het mogelijk dat de blauwe kleiige zandlagen, beschreven in de vorige paragraaf, uit een echte kleilaag bestaan. Deze kleilaag kan op zijn beurt gelaagd zijn en dan bestaan uit millimeter dikke kleilaminae en zandlensjes. Het geheel van zand en kleilaminae is gewoonlijk een paar centimeter tot enkele tientallen centimeter dik. Zij kunnen afwisselen met even dikke zandlagen, waarin enkele kleilensjes aanwezig kunnen zijn.

c.1.3. Foto 65

Soms bestaat de gelaagdheid essentieel uit fijn zand. Klei komt dan alleen voor als min of meer continue, zeer dunne laminae (een paar millimeter dik), waartussen verschillende centimeter dikke zandbanden aanwezig zijn. In deze zandbanden komen vrij frekwente dunne gebogen kleilensjes voor.

Deze overwegens zandsedimentatie vonden we meestal terug in de zandplaten van de grotere geulen.

5. Analysen

1. Korrelgrootte onderzoek (tabel 11):

Behoudens enkele zeer belangrijke verfijningen van het sediment bemerken we in f.II/29 dat er een algemene verfijning van het sediment

naar de schorre toe waarneembaar is. Zo bedraagt de fraktie 124-62 mu ongeveer 15% aan de laagwaterlijn terwijl de fraktie 250-124 mu er 80% beslaat. Tegen de schorre aan echter is de fraktie 124-62 mu voor 30% aanwezig, terwijl de fraktie 250-124 mu nog slechts 60% beslaat. De frakties kleiner dan 62 mu zijn ongeveer gelijk gebleven.

In dit korrelgroottediagramma komen eveneens twee belangrijke toenames in silt en klei voor. Bij vergelijk met het dwarsprofiel van fig. II/28 bemerken we dat deze in de omgeving van de klifjes aangetroffen worden, terwijl de grootste toename aan silt en klei overeenstemt met de plaats waar eveneens de klifjes het meest ontwikkeld zijn.

Vergelijken we nu de korrelgroottekrommen van de zandmonsters (As 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 19bis, 20). We bemerken hier dat materiaal boven 250 mu afwezig is, terwijl 70 à 90% grover blijkt te zijn dan 100 mu.

De mediaanwaarden van deze sedimenten zijn weergegeven in tab.VIII evenals de sorterings- en scheefheidswaarden. Op basis van deze gegevens kunnen we onderscheid maken tussen twee soorten krommen: enerzijds deze van het type As 11 (fig. II/31), dat zandmonsters met een zeer goede sortering en een zeer gering kleigehalte (minder dan 1%) weergeeft en anderzijds krommen welke eveneens op een goed gesorteerd sediment betrekking hebben, maar ongeveer 5 à 10% silt en klei bevatten (bv. As 20). De aanwezigheid van het hogere silt - en kleigehalte in de laatste monsters heeft een knik in de kromme bij 100 mu voor gevolg. Sommige krommen (bv. As 15 en 16) bevatten zelfs meer dan 15% silt en klei waardoor de kromme vanaf 124 mu gaat afbuigen.

De toename in silt en klei welke zich in het sediment uit de omgeving van de klifjes voordoet uit zich vooral in het feit dat de reeds hoger vermelde knik bij 100 mu lager en lager komt te liggen. In de zandfrakties blijven de krommen vrijwel steeds even steil oplopen wat de goede sortering in deze fraktie verraadt. Vanaf 100 mu wordt de kromme echter afgesneden en verloopt verder subhorizontaal in de fijnste zand- en siltfrakties. Voor sommige krommen is dit niet het geval en zien we dat de knik bij 100 mu niet alleen lager is komen te liggen, maar eveneens naar de fijnere frakties opgeschoven is (88 mu).

Ons insziens beduidt dit niet alleen op een bijmenging van silt en klei, maar eveneens op een verfijning van het sediment waarbij de fraktie 124-88 mu belangrijker wordt.

Het sediment uit de klifjes werd eveneens onderzocht en zoals we enigzins mogen verwachten bestaat er een zeer goede overeenkomst met het oppervlaktensediment. Ook hier zien we dat er een knik bij 200 mu aanwezig is en dat deze zowel lager kan komen te liggen (bv. As 18) als naar rechts kan opschuiven (bv. As 4 en 2).

2. Kalkgehalte:

Het kalkgehalte van deze afzetting varieert min of meer naargelang de korrelgroottesamenstelling, zoals we reeds in vorige profielen hebben kunnen opmerken. De zandrijkere monsters zijn steeds armer aan kalk. Het kalkgehalte varieerde tussen 2 en 10% (fig. II/29) (tab. 11).

monster	Md	M μ	M φ	So	Sk	kalk
As 1	106	65	3.85	1.11	+0.67	6.75
As 2	127	121	3.05	0.34	+0.21	6.25
As 3	97	43	4.50	1.71	+0.70	8.50
As 4	93	37	4.78	1.88	+0.72	7.50
As 5	140	132	2.93	0.30	+0.30	3.75
As 6	113	69	3.85	1.09	+0.64	10.00
As 7	134	122	3.04	0.38	+0.38	4.00
As 8	112	47	4.40	1.66	+0.75	8.00
As 9	137	132	2.92	0.30	+0.20	2.50
As 10	140	127	2.98	0.34	+0.44	3.00
As 11	136	127	2.95	0.29	+0.31	2.75
As 12	133	124	3.01	0.39	+0.25	3.00
As 13	150	165	2.60	0.32	-0.44	2.50
As 14	150	143	2.81	0.29	+0.24	2.50
As 15	125	114	3.23	0.55	+0.42	7.00
As 16	128	109	3.20	0.58	+0.41	6.24
As 17	40	---	----	----	-----	8.50
As 18	---	---	----	----	-----	6.50
As19bis	145	142	2.81	0.30	+0.06	3.25
As 20	140	---	2.89	0.31	+0.16	3.50

Tabel 11

HOOFDSTUK XII

PROFIEL: APPELZAK - SCHORRE Asch1. Beschrijving van de monsters

De volgende monsters werden genomen in de schorre achter het zo juist beschreven profiel. Enkele monsters zijn afkomstig uit een geul (Asch 1 en 2) terwijl de overigen in de schorreklif genomen werden. De resultaten van dit onderzoek zijn weergegeven in fig. II/32.

- Asch 1 Monster genomen in de strombedding van een kleine geul welke uit de schorre op de slikke uitmondt.
Zandig slib.
- Asch 2 Zelfde plaats maar juist naast de bedding waarin bij lage tij nog water stroomt.
Rosgroen slib.
Zeer talrijke boorgaten o.a. Nereis welke hier zeer veel voorkomt.
In de geul komen kleine garnalen voor en een enkele krab.
Zeer talrijke schelpen van *Cardium edule*.
- Asch 3 In de wand van de geul, 70 tot 80cm onder het schorreoppervlak.
Helgrijs zand (kleiig).
- Asch 4 Zelfde plaats - 60 tot 70cm onder het oppervlak grijsblauw kleiig zand.
- Asch 5 Zelfde plaats - 50 tot 60cm onder het oppervlak
cfr Asch 4
- Asch 6 Zelfde plaats - 40 tot 50cm onder het oppervlak.
Vanaf dit niveau krijgt men een geleidelijke toename aan de bruine kleur.
Overwegend kleiig zand tot klei.
- Asch 7 Zelfde plaats - 30 tot 40cm onder het oppervlak.
cfr Asch 6, steeds meer bruine kleur.
Eveneens toename aan wortelresten en ander humeus materiaal.

- Asch 8 Zelfde plaats - 20 tot 30 cm onder het oppervlak.
 cfr Asch 7
 Vanaf dit niveau is de structuur van het sediment meer en
 meer brokkelig.
- Asch 9 Zelfde plaats - 10 tot 20cm onder het oppervlak.
 cfr Asch 8
- Asch 10 Zelfde plaats - van 0 tot 10cm onder het oppervlak.
 Zeer brokkelige klei - bruin - sterk beladen met humeus ma-
 teriaal.

2. Opmerkingen in verband met de gelaagdheidstructuur van de schorre

De gelaagdheidstructuur van de schorreklif is in verschillende opzichten verschillend van de tot nu toe besproken gelaagdheidsvormen. In de eerste plaats zijn de laagjes niet meer mooi horizontaal doorlopend, maar zijn ze onregelmatig golvend en van wisselende dikte. Daarbij snijden ze elkaar veelvuldig af en worden ze intens gestoord door de wortels van planten. De laagjes zelf hebben een meer wisselende dikte gaande van enkele millimeters tot een paar centimeters. De gelaagdheid is overwegend kleirijk, alhoewel zeer zandige bandjes voorkomen.

Meer dijkwaarts komt op de schorre een ander type gelaagdheid voor dat bestaat uit een overwegend slibrijke grijze afzetting waarin zandige niveaus te onderscheiden zijn. Zeer dikwijls is de gelaagdheid gestoord door de plantengroei. Slechts zelden komen doorlopende laagjes voor.

3. Analysen

a) Korrelgrootte:

Het korrelgroottediagramma (fig. II/32) toont aan dat tot op ongeveer 30cm van de top de korrelgrootte in de fraktie boven 124 μ vrijwel konstant is, terwijl er een geleidelijke toename in de siltfrakties optreedt.

Deze toename in materiaal kleiner dan 62 μ uit zich voornamelijk in de bovenste 30cm waar deze frakties meer dan verdubbeld worden. We merken daarbij op dat dit gepaard gaat met een toenemende begroeiing wat tot uiting komt in de toename aan wortel en wortelresten.

Rond de 30cm van de top komt in dit profiel een duidelijke knik in het algemeen verloop van de korrelgroottesamenstelling voor.

Deze knik komt nog beter tot uiting wanneer we korrelgrootteverdelingskrommen bekijken. Monsters Asch 8, 9 en 10 (fig. II/33) vallen samen in een zeer nauwe band. Zij vertegenwoordigen de bovenste meest kleirijke 30cm van het profiel. Monsters Asch 3 tot 7 vallen eveneens samen, zij het minder goed. Vooral in de frakties kleiner dan 62 μ en grover dan 14 μ lopen ze uit elkaar. Deze laatste monsters vertegenwoordigen het onderste gedeelte van het profiel.

Twee monsters, afkomstig uit een kleine geul welke aan de voet van het zo juist beschreven profiel uitmondt, vertonen een zeer goede overeenkomst met het sediment dat aan de top van het profiel aangetroffen wordt (fig. II/33). Tussen beide monsters onderling bestaat geen verschil.

b) Kalkgehalte:

Het kalkgehalte van deze sedimenten varieert tussen 2 en 8%. Het neemt toe aan de basis van het profiel naar boven toe (tabel 12).

monster	Md	M_{μ}	M_{φ}	So	Sk	kalk
Asch 1	68	--	----	----	-----	7.50
Asch 2	64	--	----	----	-----	8.00
Asch 3	104	86	3.54	0.68	+0.41	7.25
Asch 4	98	84	3.58	0.69	+0.33	2.50
Asch 5	105	26	3.64	0.78	+0.50	6.50
Asch 6	104	59	4.08	1.24	+0.66	6.00
Asch 7	106	69	3.86	1.10	+0.38	6.00
Asch 8	72	--	----	----	-----	7.00
Asch 9	68	--	----	----	-----	7.75
Asch 10	68	--	----	----	-----	8.00

Tabel 12

HOOFDSTUK XIII

PROFIEL: VOLCKERPOLDER Vp1. Lokalisatie

51°24'09" N

04°15'03" E

richting: 220°

rechter Scheldeoever

2. Kaarten en figuren

kaarten: 7

figuren: II/34-35-36-37

3. Terreinwaarnemingen

a) Milieu:

De schorren en slikken welke in volgende paragrafen behandeld werden zijn gelegen achter de Ballastplaat en de vloodschaar "Appelzak".

b) Topografie:

Het dwarsprofiel op de slikke (fig II/34) werd opgenomen ten noorden van een grote kreek. Deze buigt naar het zuiden af van zodra zij op de slikke uitmondt.

De overgang slikke-schorre wordt hier niet door een klif gekenmerkt maar is in zekere zin geleidelijk, en kan hier enkel gemaakt worden op basis van de plotse vermindering in de plantengroei. Het laatste stuk van de schorre wordt gekenmerkt door hellingen welke merkkelijk steiler zijn dan op de bovenslikke (0,57 à 1,67% op de schorre tegen 0,15 à 0,30% op de slikke).

Het slikkeprofiel zelf kunnen we in twee grote eenheden onderverdelen namelijk: een bovenste gedeelte met zeer zwakke hellingen (0,06 à 0,30%) waarin eveneens grote depressies aanwezig zijn, en een

onderste gedeelte met een zeer steile helling (1 tot meer dan 4%).

De grens tussen beide ligt op ongeveer 1640m voor de dijk.

Het tweede gedeelte van de slikke bestaat op zijn beurt uit een bovenste konkave stuk (tussen 1640m en 1710m voor de dijk) en een onderste stuk dat door klifjes onderbroken wordt. Vermelden we hier nog dat het polderniveau achter de dijk overeenstemt met de grens tussen het konkave stuk en het gedeelte waarin klifjes aanwezig zijn.

Naar de Schelde toe gaat het profiel geleidelijk in de ondiepe geul van de Appelzak over.

c) Beschrijving van het profiel:

Vp 1 Op 1435m voor de dijk

De overgang tussen schorre en slikke is hier enkel waar te nemen aan de plantengroei, waarvan de densiteit op de slikke sterk afneemt. Een schorreklif komt hier niet voor.

Langsheen de grote geulen daarentegen komen steile kliffen voor als gevolg van de insnijding van de geulen zowel in de schorre als in de slikke. De laterale erosie van deze geulen heeft het regelmatig afstorten in boog of schelpvormige blokken tot gevolg. Deze vorm van laterale erosie komt algemeen voor op de schorre. Tegen de schorre aan (meer dijkwaarts van punt Vp 1) wordt het slikkeoppervlak bedekt met een dunne sliblaag (zeer zandig). Hierin komen meestal droogtespleten voor. Deze droogtespleten vormen een wijdmazig net met zijden van een tiental centimeter. De zijden van dit netwerk zijn nooit rechtlijnig; maar hebben steeds een kronkelig verloop. Van dit gedroogde sliblaagje ontstaan schubben welke na losgekomen te zijn platte keien vormen, ongeveer 0,5 cm dik. Deze zone van de slikke wordt verder eveneens gekenmerkt door de aanwezigheid van zeer talrijke boorgangen van graaforganismen (Nereis en Corophium).

Vp 2 1495m voor de schorre

De oppervlakkige sliblaag is verdwenen. We hebben hier een grijsbruin fijn zand aan de oppervlakte. Enkele verspreide schelpjes.

Rippels: deze hebben een golflengte van 4 à 7cm en een amplitudo van 1,5 cm.

Vp 3 1545m voor de schorre
cfr Vp 2 - aan de oppervlakte komt eveneens fijn grijsbruin zand voor.

Rippels: L: 10cm

A: 2cm

Op de kam van deze rippels komt een klein stroomafwaarts gericht tongetje voor.

Vp 4 1590m voor de schorre

cfr Vp 2

Rippels: L: 10 à 12cm

A: 2,5 cm

Vp 5 1635m voor de schorre

Steeds fijn zand.

Rippels: we treffen hier duidelijk twee soorten rippels aan welke met elkaar interfereren.

a) NS gericht, stroming westwaarts

L: 8/6.5/6.0/6.5/9 cm

A: 2 cm

b) stroming naar het noorden

L: 5/4.5/4/5/4/6/4.5/4cm

A: 1 à 1.5 cm

Vp 6 1660m voor de schorre

steeds fijn grijsbruin zand.

Geen rippels meer. Deze komen slechts voor tot op 1640 à 1645m voor de schorre. In de plaats hiervan is het oppervlak nu glad met hier en daar duidelijke "swash marks" achter schelpen of kleikeitjes die verspreid voorkomen.

Vp 7 1680m voor de schorre

Steeds matig fijn grijsbruin zand.

Geen rippels. Deze beginnen enkele meters verder Scheldewaarts opnieuw voor te komen.

Vrij talrijke kruipsporen van wormen (o.a. Nereis).

Swash Marks.

- Vp 7a 1690m voor de schorre
 Het sediment is in deze omgeving iets grover.
 Verder komen eveneens grotere stenen voor, schelpen en veen-
 brokken (tot meer dan 50cm doormeter).
 Rippels: deze zijn dikwijls gedeeltelijk opgevuld met zand
 en kunnen eveneens soms een afgevlakte kam hebben.
 L: 6/6/7/6 cm
 A: meer dan 1 cm
- Vp 8 1710m voor de schorre
 Het sediment is net als in punt Vp 7a iets grover.
 Er komen eveneens talrijke bijeengespoelde schelpen voor.
- Vp 8a 1718m voor de schorre
 Rippels, dikwijls vervaagd en met afgevlakte kam.
 De depressies van de rippels zijn dikwijls opgevuld met zand.
- Vp 8b 1720m voor de schorre
 Reeks van kleine klifjes; deze klifjes bestaan uit een af-
 wisseling van zand en kleilig zand laminae (cfr profiel Appel-
 zak). Aan de voet van deze klifjes komt meestal zand voor -
 soms eveneens een grote depressie waarin water stagneert en
 iets meer slib afgezet werd.
 Rippels komen aan de voet van deze klifjes vrijwel algemeen
 voor.
 Kruipsporen van wormen zijn vrij talrijk.
- Vp 8c 1730 tot 1735m voor de schorre
 Tussen twee reeksen van klifjes
 Het sediment is meest matig fijn grijsbruin zand, terwijl
 meer slib aangetroffen wordt.
 Rippels: loodrecht op de strekking van de klifjes georien-
 teerd.
 L: 10/11/9/8/10/9/10 cm
 A: 1 à 2 cm - meestal opgevuld met slib.
 Wormgaten komen vooral in de slibrijkere gedeelten voor.

Vp 8d 1746m voor de schorre

Aan de voet van een reeks klifjes.

Het sediment, dat steeds overwegend uit zand bestaat, wordt hier en daar toch slibrijker.

Op de klifjes komen dikwijls droogtespleten voor.

Aan de voet van de klifjes komt meestal een erosiegeultje van een 10-tal cm diepte voor.

Rippels vervagen steeds naarmate men de klif nadert.

Vp 9 1760m voor de schorre

Het sediment bestaat overwegend uit zand.

Slibrijkere plekken komen hier en daar voor.

In de slibrijkere gedeelten en de waterplassen, welke soms voorkomen, treft men talrijke wormgangen aan.

Rippels: L: 5.5/5.5/4/5 cm

A: 1.2 cm

L: 4/6/7.5/5/6/5/5 cm

A: 1 à 1.2 cm

Op 18-5-1967 werden een reeks monsters genomen in een kreek, te beginnen vanaf het kontakt tussen slikke en schorre naar de dijk toe.

Vp 10 Monding kreek in hoofdader

Ongeveer op 900m voor de schorre

Bruingroen slib.

Dit monster werd genomen vlak naast de bedding waarin bij laagste waterstand nog water stroomt.

Deze bedding is opgevuld met zand en schelpen.

Vp 11 Zelfde plaats, 7m naar de oever toe en 0,5m hoger.

Eveneens slib - bruingroen.

Vp 12 Zelfde plaats maar 13m voorbij Vp 11 en 1m hoger.

Bruingroen slib.

Vp 13 Ongeveer op 700m voor de dijk.

Dit monster werd in dezelfde geul genomen als vorige Vp 10 tot 12. Op deze plaats echter is de geul veel steiler ingesneden. Het monster werd aan de rechteroever genomen, tegen de steile oeverwand. Op het water, dat bij laagwaterstand

zeer langzaam stroomt, komen bij warm weer talrijke gasbellen voor.

Bruingroen slib.

- Vp 14 Zelfde plaats, maar ongeveer in het midden van de geul.
Bruingroen slib.
- Vp 15 Zelfde plaats, maar aan de linker kant van de geul, links van de laagwaterbedding.
Bruingroen slib.
- Vp 16 Zelfde plaats, maar aan de linker oeverwand.
Bruingroen slib.
- Vp 17 Ongeveer op 450m van de dijk.
Monster genomen rechts van de laagwaterbedding.
Bruingroen slib.
- Vp 18 Zelfde plaats, maar onder de rechter oeverwand
Bruingroen slib.
- Vp 19 Ongeveer 200m naar de dijk toe.
Monster genomen in het midden van de geul.
Bruingroen slib.

N.B.: De suspensiedichtheid van de geul, bij zijn monding op de slikke, werd eveneens onderzocht.

Opgemerkt dient te worden dat, bij lage waterstand, het stromende water staande golven, met een golflengte van enkele meters, vertoont.

De suspensie bestaat hoofdzakelijk uit fijn zandig materiaal.

De suspensiedichtheid bedroeg:

op 5-4-1968	0,85g/l	(6,5g/l zoutgehalte)
op 19-4-1968	0,47g/l	(7,0g/l zoutgehalte)

d) Opmerkingen in verband met de gelaagdheid in dit milieu:

Naast de gelaagdheidstructuren reeds vermeld onder profiel Appellzak hebben we hier, langsheen de insnijding van een vrij grote geul, een ander type van gelaagdheid gevonden. De lagen zijn hier niet meer horizontaal, maar konkaf gebogen. Ze zijn evenmin onderling konkordant, maar vertonen van aan de basis naar boven toe een steeds afnemende konkaviteit, zodat de bovenste lagen zelfs subhorizontaal verlopen.

De laagjes zelf, van enkele mm tot een paar cm dik, bestaan afwisselend uit zand en klei. De begrenzing tussen verschillende laagjes is steeds zeer scherp.

Het leidt weinig twijfel dat we hier opvullingsverschijnselen hebben van een fossiele geul, terwijl de gelaagdheid van de omgeving een slikke gelaagdheid is. Dit type gelaagdheid hebben we aangetroffen langsheen de profielen Appelzak, en eveneens langsheen de nog te bespreken profielen Rilland en Bath.

4. Analysen

a) Korrelgrootte: (tabel 13)

Het overzichtsdiagramma van de korrelgrootteverdeling langsheen het profiel Vp (fig. II/35) geeft het beeld van een zeer uniform verdeeld sediment weer. De korrelgrootteverdeling is zeer konstant. Meer naar de schorre toe weten we dat een dun sliblaagje het oppervlak bedekt. Dit werd in deze analyses niet betrokken, maar uit de terreinwaarnemingen kunnen we afleiden dat het een zeer zandig slib betreft. Over het steilere gedeelte, aan de Scheldewaartse zijde van het profiel, werd meer in detail ingegaan bij de bespreking van profiel Appelzak. Het betreft hier dezelfde verschijnselen.

Voor de bespreking van de korrelgrootteverdelingskrommen zullen we onderscheid maken tussen: 1. monsters genomen op het slikkeoppervlak en 2. monsters genomen langsheen het lengteprofiel van een kreek in de schorre.

1. Monsters van het slikkeoppervlak.

Zoals reeds hoger gezegd werd bestaat er geen groot verschil tussen de verschillende monsters. Het sediment dat hier aangetroffen wordt bestaat voor 80 à 85% uit materiaal tussen 250 en 124 μ . Bij nader beschouwen van de krommen blijkt dat er een inflectiepunt aanwezig is rond 150 μ , waaruit we tot een zekere bimodaliteit kunnen besluiten. Rond 100 μ tenslotte buigen de krommen scherp om naar rechts en verlopen vrij horizontaal in de fijnste frakties.

2. Kreekmonsters.

De eerste drie kreekmonsters (Vp 10, 11, en 12) werden genomen in de bedding van een kreek even voor deze uitmondt op de slikke.

Vp 10: Genomen vlak naast de laagwaterbedding. Dit monster bevat niet alleen het grofste sediment, maar vertoont eveneens een tamelijk goede sortering in de zandfractie. Deze fractie bestaat uit sediment tussen 175 en 124 mu, terwijl de fijnere frakties (tot 62 mu) praktisch afwezig zijn.

Vp 11: Dit monster, meer naar de oever van de geul genomen, vertoont ten opzichte van Vp 10 een kleiner gehalte aan zand tussen 175 en 124 mu en een slechtere sortering in deze frakties. Het sediment tussen 124 en 62 mu is eveneens slechts voor 5% vertegenwoordigd.

Vp 12: Tegen de oever van de kreek genomen. De fractie grover dan 124 mu is hier bijna verdwenen, en ook de fractie 124 - 62 mu is slechts voor 5% aanwezig.

Een vergelijk van deze drie monsters laat ons dus toe te besluiten dat: 1; Het grovere sediment dezelfde korrelgrootte heeft als het zand aanwezig op de slikke.

2. Dit sediment langsheen de laagwaterbedding vervoerd wordt, terwijl lateraal steeds fijner sediment aangetroffen wordt.

Monsters Vp 14 en 15, genomen in dezelfde geul, maar meer dijkwaarts, vertonen kenmerken welke overeenstemmen met wat gezegd werd sub Vp 10 en 11.

Vp 16 is opvallend zandig in vergelijk met vorige monsters. Dit wordt echter duidelijk wanneer we dit monster vergelijken met Vp 20, dat afkomstig is uit de oeverwal juist boven de plaats waar eveneens Vp 16 bemonsterd werd. Deze zeer zandige oeverwalsedimenten geven aanleiding tot een zandige sedimentatie aan de voet van de oeverwal wanneer deze geerodeerd wordt.

Dezelfde verschijnselen kunnen eveneens waargenomen worden bij monsters Vp 17, 18 en 19, welke overeenstemmen met:

Vp 17 en 19 met monster Vp 10 en 11

Vp 18 met het oeverwalsediment nl. monster Vp 16 en 20

Nochtans kunnen we hier opmerken dat de zandfractie sterk afgenomen is, wat met een algemene afname aan zand in dijkwaartse richting overeenstemt.

b) Kalkgehalte: (tabel 13)

Het kalkgehalte van de monsters genomen op de slikke is zeer laag (ongeveer 2%). De schorremonsters hebben een kalkgehalte dat varieert tussen 7,50 en 15%. Deze variatie gaat gepaard met verschillen in het kleigehalte. De kleirijkste monsters bezitten het hoogste kalkgehalte.

c) Organisch koolstof:

Het organisch C-gehalte van deze sedimenten is zeer laag en bedraagt voor de oppervlakte monsters slecht 0.50% (tabel 13).

monster	Md	M	M	So	Sk	kalk	C
Vp 1	166	153	2.71	0.23	+0.48	3.00	0.50
Vp 2	153	150	1.74	0.22	+0.06	2.25	0.50
Vp 3	150	142	2.82	0.26	+0.03	3.50	0.50
Vp 4	151	146	2.77	0.23	+0.03	2.50	----
Vp 10	---	---	----	----	-----	15.00	----
Vp 11	---	---	----	----	-----	13.00	----
Vp 15	---	---	----	----	-----	15.00	----
Vp 16	128	39	4.69	1.88	+0.95	7.50	----
Vp 17	---	---	----	----	-----	13.00	----
Vp 18	---	---	----	----	-----	12.25	----
Vp 20	86	---	----	----	-----	8.50	----

Tabel 13

HOOFDSTUK XIV

PROFIEL: BATH Bw1. Lokalisatie

51°24'17" NB

04°12'11" WL

richting: 185°

rechter Scheldeoever

2. Kaarten en figuren

kaarten: 7

figuren: II/38-39-40

3. Terreinwaarnemingen

a) Milieu:

Het hier beschreven profiel werd opgenomen op de schorren en slikken ten westen van het dorpje Bath en is van de Scheldegeul gescheiden door een stille klif.

b) Topografie:

De hellingen op de schorre, welke hier ongeveer 100m breed is, zijn gering (0,72 à 0,90%). Tegen de dijk aan komt een steilere helling van 3,30% voor. De overgang tussen de schorre en slikke wordt hier niet gekenmerkt door een klif, maar wel door een steilere helling van het (begroeide) oppervlak (2,45%). Op de slikke zelf (herkenbaar aan de schaarse plantengroei) daalt de hellingswaarde steeds meer. Op 400m voor de dijk tenslotte komt een knik in het profiel voor en wordt de helling steller. Aan de Scheldekant is de top van de Scheldeklif merkbaar. Deze laatste kenmerkt de ganse buitenbocht van de Scheldegeul in deze omgeving.

c) Beschrijving van het profiel:

- Bw 6 400m voor de schorre
Grijsblauw zand.
In de ganse omgeving komen grote platte veenbrokken verspreid voor (deze zijn tot 2m lang en 1m hoog). Op de rest van de slikke, meer naar de dijk toe, zijn deze merkelijk minder talrijk aanwezig en tevens veel kleiner.
- Bw 7 390m voor de schorre
Rippels - in de depressies van de rippels komen kleine klei-keitjes voor.
Schelpen (*Cardium edule*).
- Opm 1 Naar de dijk toe komt een klif voor.
- Bw 8 380m voor de schorre
Basis klif.
Grijs zandig sediment.
- Bw 9 Midden klif
Grijsblauwe klei - deze wordt door veenlaminae overdekt.
- Bw 10 Top klif
Eerder zandige afzettingen t.o.v. Bw 9
U-vormige gangen van graaforganismen (*Nereis*).
- Bw 11 370m voor de schorre
Zanderig slib.
Talrijke putjes - wormgangen (o.a. *Nereis*, *Corophium*)
Rosse plekken op het slikkeoppervlak (diatomeen).
- Bw 12 360m voor de schorre
Grijs zanderig slib.
- Bw 13 350m voor de schorre
Geul 3m60 breed
Fijn grijs zand.
Stroomrippels.
- Bw 14 10cm onder het oppervlak - 330m voor de schorre
Grijs zand met schelpen
- Bw 15 330m voor de schorre - 20cm onder het oppervlak
Grijs zand met schelpen.

- Bw 17 345m voor de schorre
Geul.
Zand.
Stroomrippels en talrijke schelpjes.
Deze geulen worden aan beide zijden begrensd door een kleine klif (ongeveer 10cm hoog).
- Bw 18 340m voor de schorre
Steeds in dezelfde geul van Bw 17
Oppervlak eerder slijkerig.
Stervormige afdrukken van graaf dieren (Nereis). Deze komen vooral daar voor waar het oppervlak slijkerig is.
- Bw 19 335m voor de schorre
Op de rand van de geul.
Minder schelpen - deze zijn zeer verspreid.
Talrijke wormgangen.
- Bw 21 335m voor de schorre - 5 tot 15cm diep onder het oppervlak.
Grijsblauw zand - dit wordt overdekt door een 5cm dikke oppervlakkige sliblaag.
- Bw 22 330m voor de schorre
Slibplaat tussen twee geulen.
Zeer talrijke wormgangen. Geen rippels.
De oppervlakkige sliblaag is ongeveer 5cm dik.
- Bw 23 330m voor de schorre - 5 tot 21cm onder het oppervlak.
Grijs zand met verspreide schelpen.
- Bw 24 330m voor de schorre - 23cm en meer onder het oppervlak
Blauw slib.
- Bw 25 Monster genomen naast een geul welke ongeveer 1m breed was en een 10-tal cm diep.
- Bw 26 320m voor de schorre
Slib.
Deze laag wordt hier merkkelijk dikker.
In deze omgeving worden de geulen kleiner en minder diep ingesneden.
- Bw 27 310m voor de schorre
De sliblaag wordt steeds dikker.

De geulen worden steeds zeldzamer. Het oppervlaktewater concentreert zich meestal in waterplassen.

Geen schelpen.

De oppervlakte van de slikke schijnt vanaf hier schorrewaarts sterker waterhoudend te zijn.

Bw 28 290m voor de schorre
cfr Bw 27

Bw 29 270m voor de schorre
De waterplassen worden talrijker en tevens kleiner. Het slikkeoppervlak gaat hierdoor een meer golvend voorkomen krijgen.

Verder cfr Bw 27

Bw 30 260m voor de schorre
cfr Bw 27

Bw 31 250m voor de schorre
cfr Bw 27

Bw 32 240m voor de schorre
cfr Bw 29

De oppervlakkige sliblaag wordt steeds dikker (ongeveer 10cm).

Bw 33 240m voor de schorre - 4cm onder het oppervlak
Grijsblauw slib.

Bw 34 240m voor de schorre - tot 10cm onder het oppervlak
cfr Bw 33

Bw 35 240m voor de schorre - 12cm onder het oppervlak
Schelpenlaagjes
Daaronder lichtgrijs zand.

Bw 36 230m voor de schorre
cfr Bw 32

Bw 37 220m voor de schorre
cfr Bw 32

Bw 38 210m voor de schorre
cfr Bw 32

Bw 39 200m voor de schorre
De geulen, voor zover ze aanwezig zijn, hebben nog slechts een breedte van een dertigtal centimeter en zijn niet meer

ingesneden.

Zeer talrijke wormgangen.

Het aantal waterplassen neemt af.

Bw 40 190m voor de schorre

cfr Bw 32

Bw 41 180m voor de schorre

cfr Bw 32

Bw 42 170m voor de schorre

Grijs slib aan de oppervlakte.

De dikte van de oppervlakkige sliblaag neemt af.

Geulen komen praktisch niet meer voor. Ook de waterplassen verminderen, maar worden daarentegen groter.

Zeer talrijke wormgangen.

Geen schelpen.

Bw 43 160m voor de schorre

cfr Bw 42

Bw 44 150m voor de schorre

Nog slechts zeer weinig waterplassen.

cfr Bw 42

Bw 45 140m voor de schorre

cfr Bw 42

nog slechts zeer weinig waterplassen.

Bw 48 130m voor de schorre

Grijze sliblaag, aan de oppervlakte bruin geoxideerd.

Zeer zacht golvend oppervlak, Praktisch geen waterplassen meer.

Enkele licht ingesneden fel veranderende geultjes.

Zeer talrijke gangen van graafdieren.

Bw 49 120m voor de schorre

cfr Bw 48

Bw 50 110m voor de schorre

cfr Bw 48

Bw 51 100m voor de schorre

cfr Bw 48

- Bw 52 90m voor de schorre
 Het slib is plaatselijk dikker.
 Het slikkeoppervlak is vanaf hier zeer vlak.
 Geen duidelijke afvoergeultjes meer.
- Bw 53 80m voor de schorre
 cfr Bw 52
- Bw 54 70m voor de schorre
 cfr Bw 52
- Bw 55 60m voor de schorre
 Eerste vormen van plantengroei, in dichte bosjes bij elkaar.
 Deze plantenbosjes liggen iets hoger dan de omgeving.
 Vanaf dit punt naar de schorre toe komen eveneens kleine
 rippels voor met merkwaardige paralleliteit en rechte lijnige
 kammen. De golflengte ervan is meest kleiner dan 4cm.
- Bw 56 50m voor de schorre
 cfr Bw 55
- Bw 57 40m voor de schorre
 cfr Bw 55
- Bw 58 30m voor de schorre
 cfr Bw 55
- Bw 59 20m voor de schorre
 cfr Bw 55
- Bw 61 10m voor de schorre
 Begin van de schorre. De overgang tussen slikken en schor-
 re wordt gekenmerkt door een duidelijk onderscheid in de
 dichtheid van de begroeiing.
- Bw 68/1 Genomen in de winter 1967/1968, ten oosten van het hier-
 boven beschreven profiel, op ongeveer 100m voor de schorre.
 Fijn zand.
- Bw 68/2 Idem, op 150m voor de schorre
 Fijn zand.

d) Opmerkingen over de gelaagdheid:

Op enkele plaatsen konden we de gelaagdheidsstructuren waarne-
 men welke we reeds sub profiel Vp besproken hebben. In fig. II/36
 is hiervan een schets weergegeven. Hieruit blijkt ondermeer de wissel-

ende dikte van de verschillende laagjes, evenals hun diskontinue karakter. Deze gelaagdheidsstructuur stemt overeen met de opvulling van een geul.

In verband hiermede kunnen we hier nog een opmerking maken over de sedimentatie in deze geulen zoals we ze op de slikken zelf konden waarnemen. Het was langsheen verschillende van deze geulen, welke in een milieu met een overwegende slibsedimentatie voorkomen, vrij duidelijk dat de schuine gelaagdheid op twee wijzen kon tot stand komen. Enerzijds zien we dat er, na het terugtrekken van de tij, een dun sliblaagje achterblijft dat de oevers van deze geulen bedekt en dus tot een schuin stratum aanleiding geeft. Anderzijds echter ziet men eveneens hoe de laagjes, welke in de geerodeerde geulwanden dagzomen, van deze wanden afglijden (alsof we met een soort "creep"-verschijnsel te doen hebben), en op hun beurt een schuin stratum doen ontstaan.

4. Analysen

a) Korrelgrootteonderzoek:

Een overzicht van het korrelgrootteverloop wordt gegeven in fig. II/39 en tabel 14. We kunnen hierin vier gebieden onderscheiden.

Een eerste zone strekt zich uit tussen Bw 61 en Bw 50. Ze wordt gekenmerkt door een slibafzetting welke tegen de schorre aan vrij zandig is (Bw 61) en naar de Schelde toe zandarmer wordt. Dit komt voornamelijk tot uiting in de afname aan de frakties grover dan 124 µ.

Een tweede zone, tussen Bw 50 en Bw 36, bestaat uit een zandarm slib, dat voor meer dan 80% uit silt en klei bestaat. Deze ganse zone is homogeen op het gebied van de korrelgrootte.

Tussen Bw 36 en Bw 28 komt een derde zone voor waarin opnieuw een lichte toename in de zandfractie optreedt (tot 40%).

De vierde en laatste zone tenslotte, tussen Bw 27 en Bw 6, wordt gekenmerkt door een sterke toename aan zand en zelfs grover zand boven 250 µ. Monster Bw 13, genomen in geul, is opvallend rijker aan zand dan de omgeving.

We kunnen voor de verdere bespreking van de korrelgrootteverdelingskrommen van dezelfde indeling in vier groepen uitgaan.

In de eerste groep hebben we zandarme monsters met slechts 13 à 35% sediment grover dan 62 mu. Dit sediment is het best gesorteerd in monster Bw 61 waarvan de kromme nog vrij steil oploopt tussen 175 en 124 mu en daarna afvlakt. De monsters verder slikkewaarts genomen vertonen een veel vlakker verloop in deze frakties.

De krommen van de monsters van de tweede groep vallen in een nauwe band samen. Zoals we reeds zegden bestaan er hier vrijwel geen verschillen tussen de verschillende monsters. Het zijn allen krommen welke slechts zwak oplopen in de zandfrakties.

De derde groep bestaat eveneens uit krommen welke in een smalle bundel samenvallen. Ze onderscheiden zich echter van de vorige groep door het feit dat ze steiler oplopen in de zandfraktie. Het onderscheid is vooral duidelijk vanaf 124 mu. Bij 62 mu komt een eerste knik naar rechts in deze krommen voor, wijzend op een bimodaliteit, terwijl een tweede duidelijke knik aanwezig is bij 25 mu doordat de toename in de fijnere frakties zeer gering is.

De vierde en laatste groep tenslotte bestaat uit zandrijke sedimenten. Deze worden verder door een goede sortering gekenmerkt, zoals uit de vrij recht lopende krommen in de fraktie 250-124 mu blijkt (Bw 6 en Bw 13). Een tweede reeks monsters uit deze groep heeft een merkkelijk minder goede sortering en is daarbij ook iets fijner dan voorgaande (Bw 12, 22 en 16). Deze laatsten bevatten daarbij een hoger siltgehalte.

Opmerking:

Twee monsters (Bw 68/1 en 68/2) genomen in de winter van 1968 ter hoogte van zone 1, bestaan uit zuiver matig fijn zand met een opvallend goede sortering voor deze omgeving. Vermoedelijk is er hier dus in de winterperiode een grotere aanvoer van zand.

Kalkgehalte:

Het kalkgehalte van deze sedimenten (tabel 14) bedraagt tussen 4,50 en 14,50%. Zoals vroeger reeds herhaaldelijk opgemerkt werd bestaat er ook hier een verband met het silt- en kleigehalte van

deze sedimenten. De kleirijkste monsters hebben het hoogste kalkgehalte.

c) Organisch materiaal:

Het C-gehalte varieerde tussen 0,60 en 2,25% (tabel 14).

monster	Md	M	M	So	Sk	kalk	C
Bw 1	64	36	4.79	1.85	+0.45	9.50	0.90
Bw 6	157	152	2.69	0.39	+0.12	5.00	-----
Bw 7	137	125	2.89	0.38	+0.28	4.50	-----
Bw 9	---	---	----	----	-----	10.00	2.10
Bw 12	88	36	4.79	1.90	+0.67	12.00	0.60
Bw 13	137	128	2.67	0.21	+0.95	2.50	0.15
Bw 22	74	22	5.18	2.48	+0.61	9.00	0.60
Bw 25	94	13	6.21	2.72	+1.00	10.25	0.60
Bw 26	---	---	----	----	-----	10.50	0.75
Bw 27	---	---	----	----	-----	14.00	0.90
Bw 28	---	---	----	----	-----	11.00	1.05
Bw 29	53	16	5.94	2.42	+0.71	12.50	1.20
Bw 32	---	---	----	----	-----	12.50	1.05
Bw 36	---	---	----	----	-----	12.00	1.20
Bw 38	---	---	----	----	-----	13.50	1.35
Bw 40	---	---	----	----	-----	15.00	1.50
Bw 42	---	---	----	----	-----	13.00	1.50
Bw 48	---	---	----	----	-----	11.50	1.20
Bw 50	---	---	----	----	-----	13.50	1.35
Bw 52	---	---	----	----	-----	12.50	1.50
Bw 54	---	---	----	----	-----	13.00	2.25
Bw 56	---	---	----	----	-----	13.50	2.25
Bw 58	---	---	----	----	-----	11.50	2.25
Bw 61	---	---	----	----	-----	10.50	1.35
Bw 68/1	164	162	2.63	0.37	+0.05	-----	-----
Bw 68/2	104	102	3.29	0.61	+0.04	-----	-----

Tabel 14

HOOFDSTUK XV

PROFIEL: BATH Be1. Lokalisatie

Op het zandstrandje gelegen tussen de punten "tymeter" en "hutje".

2. Kaarten en figuren

kaarten: 7

figuren: --

3. Terreinwaatnemingen

Be 1 Tegen de dijk

fijn tot matig fijn zand

Rippels,

richting: N60W/N65W/N70W/N70W/N55W/N70W

lengte: 6.5/7/7.5/7/8/6.5/6/7/6.5/6.5/8

hoogte: 1/1/0.8/1.2/0.6/1/1

Be 2 Halfweg dijk en laagwaterlijn

Fijn tot matig fijn zand.

Rhomboidale rippels; deze vervagen aan de rand van grote zandplekken.

Meer Scheldewaarts treden eerst rippels op met een afgevlakte kam, vervolgens gewone (golf) rippels.

Be 3 Tegen de laagwaterlijn

Zand.

Rippels: N65W/N70W/N60W/N65W/N70W/N65W/N65W/N70W/N70W/N70W

Be 4 100m in de richting "hutje"

Rippels: N10E/N20E/N10E/N10E/N20E/N5E/N10E/NS/N5E/N5W

lengte: 13/12/10/12.5/8/8.5/9/9/11.5/12

Opm. De rippels van de punten Be 3 en Be 4 overlappen elkaar op sommige plaatsen.

HOOFDSTUK XVI

PROFIEL: RILLAND R1. Lokalisatie

51°24'17"NB

04°11'07"WL

richting: 170°

rechter Scheldeoever

2. Kaarten en figuren

kaarten: 7

figuren: II/41-42-45

3. Terreinwaarnemingen

a) Milieu:

Dit dwarsprofiel werd opgemeten langsheen de rechter Scheldeoever aan het Nauw van Bath, stroomafwaarts van vorig profiel. De slikke en schorre zijn hier van de Scheldegeul zelf gescheiden door een, ongeveer 20m hoge klif, waarvan de top bij laagwater zichtbaar is.

b) Topografie

In de schorre, herkenbaar aan zijn dichte plantengroei, kunnen we in dit profiel twee delen onderscheiden. Een eerste gedeelte strekt zich uit over 20m voor de dijk en vertoont een helling van meer dan 3%. Een 30cm hoge klif vormt de overgang naar het tweede gedeelte dat 40m breed is en een konkaf profiel heeft. De grootste hellingswaarde in dit tweede stuk bestaat uit 3,19%. Een steilere helling van 5,03% vormt de overgang naar de onbegroeide slikke.

Het oppervlak van de slikke is over de volgende 240m vrijwel subhorizontaal. Kleine depressies en geulen, enkele tientallen cm diep vormen de enige reliëfverschillen. Dit horizontale oppervlak

loopt uit op een kleine kam (ter hoogte van Bw 26) van waarop de helling met een konkaaf profiel naar de Schelde toe daalt. De hellingswaarden op dit laatste stuk zijn maximaal 1,43 à 2,00%.

Het ganse profiel eindigt op een steile klif aan Scheldezijde.

c) Beschrijving van het profiel:

- R 1 Van 0 tot 40m voor de schorre.
Lichtgrijze sliblaag - papperig. Dit slib vertoont een vrij grote coherentie en wordt blijkbaar niet sterk gestoord door het overstromende water bij hoge tij (zo konden we waarnemen dat voetsporen zelfs na meerdere dagen nog zichtbaar waren in de vorm van vormloze putten). De oppervlakte van deze sliblaag wordt meestal gevormd door een dun bruin geoxideerd laagje.
Rippels kunnen voorkomen in de vorm van een zeer regelmatige rechtlijnige symetrische ribbeling.
Wormgaten zijn zeer talrijk.
Planten (Spartina) komen voor in verspreide bosjes (Foto).
Hierdoor is het moeilijk een scherpe grens te trekken tussen de slikke en de schorren, en bestaat er een geleidelijke overgang.
- R 2 15cm onder het oppervlak (onder R 1)
Blauw zandig slib
- R 3 70m voor de schorre
Lichtgrijze sliblaag met bruine oppervlakkige oxidatie.
Steeds talrijke wormgangen.
Afwezigheid van duidelijke geulen. Het water blijft na terugtrekken van het tij aan de oppervlakte staan in grote, zeer ondiepe waterplassen.
- R 3b Opname van 5/12/1966
Zeer slibrijke omgeving. Het slib is iets zandig
Geen rippels.
- R 4 100m voor de schorre
Steeds sliblaag, steeds geïsoleerde begroeiing.
De afwatering gebeurt hier langs kleine, zeer ondiepe geulen.

- R 4b Opname van 5/12/1966
110m voor de schorre
Fijn zand - klei of slib op een 10-tal cm diepte.
Rippels; deze zijn parallel en symmetrisch, met uitgesproken
konkave hellingen.
- R 5 120m voor de schorre
Zandig slib (men zakt minder diep weg).
De begroeiing is zeer sterk verminderd.
Waterplassen komen nog steeds voor, daartussen treft men nu
min of meer droge platen aan waarop vrij talrijke rippels aan-
getroffen worden evenals boorgaten van graaf dieren (Nereis -
Corophium).
Rippels. Deze hebben vrijwel steeds een symmetrisch dwars-
profiel. Hun kammen verlopen onregelmatig en zijn sterk ver-
takt.
- R 6 40cm onder het oppervlak
Grijsblauw fijn slibrijk zand.
- R 7 30 cm onder het oppervlak
cfr R 6
Tweekleppige schelp (*Scrobicularia plana*) rechtopstaand.
- R 8 20cm onder het oppervlak.
cfr R 6
- R 9 10cm onder het oppervlak
zandig slib - geelblauwe oxidatiekleur.
Zeer talrijke wormgangen (Nereis).
- R 10 5cm onder het oppervlak
Zandig slib, geelbruin geoxideerd.
- R 11 140m voor de schorre
Geulen of grote waterplassen welke dwars op de algemene hel-
ling van de dikke georiënteerd zijn. Scheldewaarts vertonen
deze waterplassen een steil, ongeveer 5cm hoog, klifje.
Kleine putjes, met een diameter van 2cm, komen zeer talrijk
voor. Dikwijls werd onder deze putjes een boorgat van een
worm gevonden wat doet vermoeden dat ze te wijten zijn aan
het uitpikken van de wormen door de meeuwen.

Op luchtfoto's kan men de waterplassen (R 3 tot R 14) zeer duidelijk terugvinden. Het is dan gemakkelijk op te merken dat hun orientatie in verband staat met het drainage-systeem.

De langgerekte waterplassen zijn evenwijdig aan de geultjes. Op het terrein zelf is dit niet zo gemakkelijk te zien.

- R 12 160m voor de schorre
Fijn zand met slib.
grote waterplassen etc. cfr R 11.
Geen plantengroei meer.
- R 12b Opname van 1/12/1966
Langgerekte waterplassen - fijn zand - parallelle rippels - geen schelpen.
De oppervlakte zandlaag is ongeveer 7cm dik en rust op een blauwe sliblaag.
- R 13 180m voor de schorre
Fijn zand.
De waterplassen zijn hier zeer onregelmatig, veel breder uitgestrekt en zeer ondiep.
- R 14 200m voor de schorre.
Fijn zand.
Waterplassen. Deze zijn ongeveer 1 à 2m breed en 3 à 4m lang, met een klifje aan de Scheldezijde (5 à 10cm hoog).
Rippels, N50E gericht; deze maken een hoek van 12° à 13° met de klifjes.
Wormgangen zijn vrij talrijk evenals de putjes besproken sub R 11.
Schelpen komen aanzienlijk, maar zeer verspreid voor (ongeveer 1 à 2 per m²).
Schelpen: *Mytilus edulis* L.
Scrobicularia plana
Mya arenaria
Cardium edule
- R 14b 210m voor de schorre - opname van 5/12/1966
Fijn zand - geen schelpen.

Rippels, meest ~~symmetrisch~~. Wanneer ~~asymmetrisch~~ hellen ze met hun steile zijde meestal in de richting van de eblijn. Hun kam nochtans vertoont een tongvormige overlapping in vloedrichting (dijkwaarts). Dit zou aan de swashwerking kunnen toegeschreven worden.

Rippelsrichtingen: EW - N75E - N80E - N80E - N80E - EW -
N85E - N80W - EW - N85E

Rippellengten: 5.5 - 6.0 - 5.5 - 5.0 - 7.0 - 6.5 - 5.5 -
5.5 - 7.0 - 7.0

Rippelhoogten: 0.3 - 0.3 - 0.5 - 0.5 - 0.5

De zachte helling van deze rippels is meestal konkaaf.

- R 15 200m voor de schorre - onder punt R 14
85cm onder het oppervlak.
Grijze kleilaag.
- R 16 Zelfde punt - 75cm onder het oppervlak.
Grijze kleilaag.
- R 17 Zelfde punt - 75cm onder het oppervlak
Schelplaag. Deze is tweevoudig en bestaat bovenaan uit een laag lamellibranchiaten (cfr R 14), onderaan uit een dunnere laag gasteropoden (Hydrobia).
- R 18 Zelfde punt - 55cm onder het oppervlak
Grijs zand met verspreide schelpen.
- R 19 Zelfde punt - 45cm onder het oppervlak
Grijs zand.
- R 20 Zelfde punt - 35cm onder het oppervlak
cfr R 19
Een enkele schelp.
- R 21 Zelfde punt - 25cm onder het oppervlak
cfr R 19
Naar boven toe wordt het sediment iets slibrijker.
- R 22 Zelfde punt - 15cm onder het oppervlak
cfr R 19
- R 23 Zelfde punt - 5cm onder het oppervlak
Het zand heeft hier een bruine oxidatiekleur.

- R 24 220m voor de schorre
 Fijn zand.
 Verspreide waterplassen, waartussen eerder droge platen
 voorkomen.
 Talrijke schelpen.
 Rippels:symmetrisch en asymmetrische (golf)rippels.
- R 25 240m voor de schorre
 Fijn zand.
 Geen waterplassen meer. Men treft nu duidelijke geulen aan.
 Deze zijn meanderend. In de geulen is het sediment grover,
 en komen talrijke schelpen, veenbrokken etc voor. Verder
 treffen we in deze geulen typische stroomrippels aan.
 Metingen van 2/11/1968.
 Ook naast de geulen treft men soms duidelijke stroomrippels
 aan (foto). Deze vertonen dikwijls een tongvormige overlap-
 ping welke in tegengestelde richting door de rippels geori-
 enteerd is. Wanneer men bij aftrekkend tij de swash gade-
 slaat bemerkt men dat deze de rippels in zijn geheel niet
 meer beïnvloedt maar wel een dun laagje sediment, dat voor-
 uit geworpen wordt. De backwash vloeit tussen de rippels
 weg zodat een dun tongetje in swashrichting achterblijft.
 Een sterke draaiing van het water naar de geul toe bij laag-
 water heeft eveneens allerlei vervormingen van de rippels
 naast de geul tot gevolg. (foto 32).
- R 25b 250m voor de schorre
 Rippels: "Rides en Croissant" (maanvormige rippels).
 richting: N45E - N30E - N45E - N45E - N45E - N45E- N35E -
 N30E - N40E - N50E
 lengte: 11 - 10.5 - 11 - 10 - 10 - 10 - 12 - 11 - 10 - 7 -
 8 - 11
 hoogte: 1.0 - 1.1 - 2.0 - 1.5 - 0.9 - 1.2 - 1.4 - 1.3 -
 1.5 - 1.0
 breedte: 20/21/22/25/17.5/10/10/21.

- R 26 260m voor de schorre
 Zand.
 Zeer grote waterplassen.
 Op het oppervlak komen regelmatig kleine gasbellen voor.
 Putjes, beschreven sub R 11, worden hier eveneens aangetroffen.
- R 27 280m voor de schorre
 Zand.
 Graafsporen en typische spiraalhoopjes van *Arenicola marina*.
- R 27b Zelfde plaats - opname van 5/12/1966
 Zand, matig grof.
 Zeer veel schelpen.
 rippels: **symmetrische en asymmetrische** (golf)rippels.
 richting: N70E/N55E/N70E/N75E/N65E/N70E/N55/N60E/N60E/N65E.
 lengte: 10/10.5/6/7/9.5/9/9/8/7.5/5/5/7.5/9/10/8.5/9/10/9/
 7/7.5 cm
 hoogte: 1/0.7/0.8/1/1/1/0.9/0.8/1 cm
- R 28 300m voor de schorre
 Zand.
 Vanaf hier wordt de schelpenconcentratie op het slikkeoppervlak zeer hoog (in feite vormt zich reeds een doorlopende schelplaag)
 schelpen: cfr R 14
Arenicola marina komt hier iets frequenter voor.
 Putjes, vermeld sub R 14, worden zeldzaam.
- R 29 320Mm voor de schorre
 Zand.
 Schelpen: cfr R 28
 Wormgangen: cfr R 27
 Vanaf hier komen eveneens **symmetrische en asymmetrische rippels** voor.
- R 29b 330m voor de schorre. Opname van 5/12/1966
 Iets grover zand.
 Zeer talrijke schelpen welke een doorlopende laag vormen.
 Rippels, zowel **symmetrisch als asymmetrisch**.

richting: N60E/N60E/N60E/N85E/N70E/N80E/N65E/N60E/N70E/N65E

lengte: 6/5.5/6/7/5.5/6/7.5/7.5/8/7/7.5/5.5/7 cm

hoogte: 1/1/0.6/0.8/0.9/0.9/0.8/1/0.7/0.7 cm

R 30 340m voor de schorre
Zand.

R 31 360m voor de schorre
Zand
Rippels.

Talrijke kruipsporen (o.a. van *Corophium volutator*).

Zeer talrijke schelpen.

R 32 380m voor de schorre
Zand.

Rippels. Vrij veel vertakte vormen

Arenicola marina vrij talrijk.

R 32b Zelfde plaats. Opname van 5/12/1966

Talrijke verspreide schelpen: cfr R 14.

In de depressies van de rippels komen zeer veel bijeenge-
spoelde brachiopodenschelpen voor.

Rippels: zeer platte rippels (backwash rippels)

richting: N70E/N50E/N60E/N65E/N60E/N55E/N30E/N35E/N75E/N65E.

lengte: 7/7/7.5/7/6.5/6/7.5/7/8/8/7/8.5/6.5/6/5.5/8/7.5/
7.5.8/7 cm

hoogte: 0.5/0.3/0.4/0.5/0.5/0.4/0.5/0.5/0.5 cm

Deze zeer platte rippels hebben een RSI waarde van 10 en gro-
ter. Ze ontstaan op een helling welke hoger is dan 1,5% en
worden gevormd door het terugtrekkende water van de "back-
wash", loodrecht op de richting van de kammen komen steeds
striae voor. Wanneer het sediment slibrijk is, is de vorm
van de kammen meer onregelmatig. Aan de voet van de steile
zijde komt bijna steeds grof sediment voor (o.a. kleine gas-
teropoden en schelpfragmenten).

R 33 400m voor de schorre
Zand.

Rippels: cfr R 32b.

Schelpen komen vrij talrijk voor.

Kruisporen.

- R 34 420m voor de schorre
 Zand.
 Schelpband van ongeveer 1m breedte (vooral Cardium).
 Enkele cm onder het oppervlak komen kleine gasteropoden voor.
 Kruipsporen.
 Geen Arenicola meer.
 Rippels: cfr R 32b.
 In de depressies van deze rippels komen hier eveneens talrijke kleikeitjes voor naast gasteropoden.
- R 35 450m voor de schorre.
 Zand.
 Talrijke schelpen gekoncentreerd in een brede band.
 Voorbij deze band komt opnieuw meer slib voor.
 Vanaf dit punt wordt de erosie Scheldewaarts zeer intens.
 De recente zandsedimentatie verdwijnt dan ook en oude schorreafzettingen (zeer hoog gehalte aan venige laminae) dagzomen. Op plaatsen waar dit het geval is, is het slikkeoppervlak hier opnieuw kleiig.
 Scheldewaarts dagzomen deze oudere afzettingen meestal in de vorm van een zeer steile klif.
- R 35b Opnamen in januari - maart 1969
 Sinds geruime tijd wordt de omgeving van R 35 en R 36 gekenmerkt door een intense toename van de erosie (o.a. werd in de scheldeklif een brede geul geslagen welke vrij vlug uitschuurde). Verder komen op het slikkeoppervlak zeer talrijke bakstenen verspreid voor.
- R 36 470m voor de schorre.
 Meer slibrijk materiaal dat afgezet werd boven een klif.
 Grote veenbrokken en houtbrokken.
- Opm 1 Over de ganse slikke komen op de plaatsen waar schelpen aangetroffen worden eveneens Laminaria wieren, welke zich meestal op de schelpen hebben vastgehecht, voor.
- Opm 2 Veenbrokken worden eveneens over de ganse slikke aangetroffen. De grootste blokken komen steeds dicht tegen de Scheldegeul voor.

Opm 3 Ter hoogte van de punten R 28 tot R 33 troffen we in 1968 - 1969 zeer talrijke rechtopstaande *Mya arenaria* schalen aan. Deze kwamen in grote velden gegroepeerd voor. De orientatie van de schelpen werden opgemeten. De hierna volgende gegevens hebben betrekking op de richting van het symmetrie-vlak tussen beide schalen.

N60W/N70W/N40W/N40W/NS/N10W/N45E/NS/EW/N20E/N50E/N20W/N60E/
 N60E/N60E/N70W/N60W/N40W/N20W/N60W/NS/N60E/N70E/N30W/N20E/
 N55E/N10W/N20W/N20W/N50W/N30W/N30W/N20W/EW/NS/NS/N65W/NS/
 N70W/N50W/N50W/N40W/N50E/N65E/N40E/N20E/N30W/N10E/N40W/N30W/
 N60E/N50E/N30W/N40W/N50W/N40W/N60W/EW/N40E/N60W.

EW	5 %	NS	10 %
N70W	5	N10E	1.6
N65W	1.6	N20E	5
N60W	9.4	N40E	3.3
N50W	6.7	N45E	1.6
N40W	11.7	N50E	5
N30W	10	N55E	1.6
N20W	8.4	N60E	8.4
N10W	3.3	N65E	1.6

Wanneer deze richtingen in een diagramma uitgezet worden blijkt dat de gemiddelde richting loodrecht op de richting van de rippelkammen staat en dus op zijn beurt in overeenstemming is met de heersende golf- of stroomrichting. Dit zou erop kunnen wijzen dat de jonge dieren wanneer ze zich ingraven, door deze waterbewegingen beïnvloed worden bij hun orientatie in het sediment.

Opm 4 Aan de monding van kleine geulen tegen de Scheldeklijf treden steeds staande golven op als gevolg van de toenemende stroomsnelheid. Deze golven veroorzaken eveneens rippels in het sediment.

4. Analysen

a) Korrelgrootte (tab. 15)

Het overzichtsdiagramma van de korrelgrootteverdeling (fig. II/42) op de slikke laat toe hierin vier gebieden te onderscheiden op basis van het silt en kleigehalte en het aandeel van de frakties grover dan 124 mu. Tegen de schorre aan (R 3 en R 4) hebben we een zeer hoog silt en kleigehalte (meer dan 80% fijner dan 62 mu) en geen zand grover dan 124 mu. Tussen R 4 en R 14 dan bemerken we een snelle afname in het silt en kleigehalte (van 80% tot minder dan 15% kleiner dan 62 mu), evenals een hiermede parallel verlopende toename in de frakties grover dan 124 mu (van 0 tot 25%). Het voorlaatste stuk (R 14 tot R 34) heeft een konstant silt en kleigehalte (meer dan 10% kleiner dan 62 mu) en een fraktie grover dan 124 mu welke vrij vlug oploopt tot 50% en verder vrijwel konstant blijft.

Het laatste gedeelte tenslotte (R 34 - R 36) vertoont een tegengestelde evolutie door een nieuwe toename aan silt en klei (tot 60% fijner dan 62 mu), en een sterke afname van de fraktie grover dan 124 mu. In tegenstelling hiermede zien we nu eveneens dat korrels boven de 250 mu aangevoerd werden (ongeveer 2%).

Bekijken we korrelgrootteverdelingskrommen dan kunnen we hierin een eerste groep krommen onderscheiden (R 5 tot R 13) (fig. II 45)

welke in een bundel samenvallen. Ze lopen vanaf 200 mu vrij steil op tot 62 mu. Bij toenemend silt en kleigehalte (fijner dan 62 mu) verplaatsen deze krommen zich evenwijdig naar rechts. De moduswaarde in de zandfraktie kan hier geschat worden op 100 à 88 mu.

Een tweede groep krommen (fig. II/45) wordt meer Scheldewaarts aangetroffen. Deze krommen vertonen steeds een steil gedeelte dat grosso modo gelegen is tussen 175 en 124 mu. Boven of rond 175 mu komt meestal een knik voor. De verdelingskrommen verlopen meestal het minst steil in de grovere frakties. We kunnen hier van een eerste modale populatie spreken met een modus gelegen rond 150 mu.

Tussen 124 en 62 mu is het verloop van de krommen iets minder steil (R 33 maakt hierop een uitzondering, deze kromme vertoont geen knik bij 124 mu). In dit gedeelte van de kromme kunnen we een tweede

modale populatie onderscheiden met een moduswaarde gelegen tussen 100 à 88 mu. Deze populatie werd eveneens in de eerste groep krommen aangetreffen. Voorbij 62 mu tenslotte gaan de krommen steeds vlakker verlopen wat op een sterke afname aan materiaal in die fraktie wijst.

We wijzen er tot slot nog op dat al de krommen van deze groep voor meer dan 80% uit sediment grover dan 62 mu bestaan. Twee krommen wijken van beide vorige groepen af, namelijk R 3 en R 36. Ze zijn beiden aan een uiteinde van het profiel gelegen. R 3, komt voor op korte afstand van de schorre. Naast een aanvoer van grover sediment verschilt dit monster van de eerste groep door: 1° een modale populatie welke nog fijner is namelijk met een modus tussen 88 en 44 mu.

2° een knik bij 44 mu, welke dus eveneens in de fijnere frakties gelegen is (tegen 62 mu in de eerste groep). Dit monster, dat zoals reeds gezegd vlak voor de schorre genomen is wijst er dus op dat, ondanks de vanaf de laagwaterlijn toenemende verfijning van het sediment (fig. II/42) er tegen de schorre opnieuw grover sediment aanwezig is.

R 36 vertoont een zekere analogie met de tweede groep in zoverre hier nog sediment grover dan 175 mu voorkomt. Het wijkt er echter sterk van af omwille van 1° de aanwezigheid van grote hoeveelheden silt en klei.

2° een slechts zwak oplopend stuk in de zandfraktie (waaruit een slechtere sortering blijkt).

3° de aanwezigheid van sediment grover dan 250 mu.

We bemerken hierbij dat dit monster afkomstig is van de voet van een klif aan de Schelde-zijde waarin oudere kleilagen dagzomen. Erosie van deze kleilaag kan de afwijkende korrelgrootteverdeling van dit monster gedeeltelijk verklaren, voor zover dit althans de toename in de fijnste frakties betreft.

b) Kalkgehalte (tab. 12)

Het kalkgehalte van deze sedimenten daalt van 14% tegen de schorre tot ongeveer 4% aan de laagwaterlijn. Zoals elders reeds werd waargenomen is deze evolutie parallel aan de evolutie van de korrelgrootte, in zoverre dat de grofste sedimenten het meest kalkarm blijken te zijn.

Tabel 15

monster	Md	M	M	So	Sk	kalk	C
R 3	42	---	----	----	-----	-----	----
R 4	---	---	----	----	-----	13.25	----
R 5	58	13	6.23	2.77	+0.77	12.75	----
R 6	74	65	3.94	0.82	+0.22	8.25	----
R 9	---	---	----	----	-----	12.00	----
R 11	69	23	5.54	2.11	+0.79	11.25	----
R 12	70	47	4.41	1.03	+0.55	11.00	----
R 13	81	76	3.72	0.66	+0.14	9.75	----
R 14	99	94	3.41	0.49	+0.14	8.50	----
R 24	100	93	3.43	0.49	+0.22	7.50	----
R 25	109	97	3.28	0.44	+0.18	8.75	----
R 26	124	110	3.18	0.42	+0.40	5.75	----
R 27	120	109	3.19	0.50	+0.28	6.75	----
R 28	117	104	3.26	0.54	+0.30	6.50	----
R 29	120	109	3.20	0.49	+0.29	7.00	----
R 30	124	112	3.15	0.50	+0.12	5.75	----
R 31	125	114	3.13	0.49	+0.27	8.00	----
R 32	---	---	----	----	-----	5.25	----
R 33	116	110	3.18	0.39	+0.18	5.75	----
R 34	110	104	3.27	0.48	+0.17	6.25	----
R 35	---	---	----	----	-----	5.50	----
R 36	49	---	----	----	-----	5.50	----
R 100	18	---	----	----	-----	9.50	2.50
R 101	20	---	----	----	-----	8.50	0.50
R 102	47	13	6.26	2.74	+0.67	6.25	
R 103	54	14	6.16	2.84	+0.69	9.50	
R 104	34	---	----	----	-----	9.25	----
R 105	48	13	6.25	2.75	+0.53	8.25	----
R 111	87	75	3.74	0.68	+0.32	9.50	----
R 112	90	84	3.57	0.63	+0.18	8.50	----
R 113	82	42	4.58	1.49	+0.65	10.25	----
R 114	86	75	3.74	0.68	+0.29	10.00	----
R 115	92	87	3.53	0.51	+0.06	8.25	----
R 116	89	80	3.65	0.54	+0.30	10.50	----
R 117	92	80	3.65	0.60	+0.35	9.75	----
R 118	86	71	3.83	0.72	+0.40	8.00	----

HOOFDSTUK XVII

PROFIEL: RILLAND - SCHORREKLIF R1. Lokalisatie

51°24'14" NB

04°11'06" WL

2. Kaarten en figuren

kaarten: 7

figuren: II, 43-46

3. Terreinwaarnemingen

- R 100 Om75 onder het oppervlak
Blauw tot zwart, eerder zandig, slib.
Vormt een laag van 15 tot 20 cm dikte, welke voorkomt tot op het niveau van de slikke.
- R 101 Om65 onder het oppervlak
Grijsbruin tot bruinachtig geoxideerd zandig slib, zeer dikwijls gelaagd cfr ook R 103
- R 102 Van 0 tot Om10 onder het oppervlak
Bruine brokkelige kleilaag, zeer grote hoeveelheid wortels van het overdekkende plantenkleed.
- R 103 Om55 onder het oppervlak
Vrij homogene zandlaag, meestal een 10-tal cm dik en vrij doorlopend. Op sommige plaatsen komt een zeer duidelijke golvende gelaagdheid voor opgebouwd uit klei-, zand-, en veenlaagjes. Wortelresten komen vrij veelvuldig voor. Rond deze wortels is normaal een bruine oxidatieplek aanwezig (geeft aan deze horizonten een gevlekt voorkomen).
- R 104 Om45 onder het oppervlak
Kleilaag met een eerder blauwachtige kleur.

Deze laag is soms gelaagd door het optreden van zand en veenlaagjes.

R 105 Om23 onder het oppervlak.

Vrij sterk geoxideerde laag, bestaande uit afwisselende zand-, klei-, en veenlaagjes. De zandlaagjes zijn lichter van kleur, de kleilaagjes eerder blauw en de veenlaagjes bruin. Alle laminae vertonen een onregelmatig golvend verloop en zijn meestal diskontinue.

Wortelresten en schelpenfragmenten komen vrij talrijk voor. Deze laag schijnt sterker geoxideerd te zijn dan de onder- of bovenliggende afzettingen.

R 106 Om15 onder het oppervlak.

Fijngelaagde afzettingen, naargelang de omstandigheden wit, lichtgrijs tot lichtblauw van kleur. De kleur is te wijten aan een dominantie van zand of kleilaminae, ook veenlaminae komen voor. Deze laagjes vertonen steeds een onregelmatig golvend verloop en zijn zelden continue. Er zijn weinig wortels, rond deze wortels is steeds een bruine oxidatiezone aanwezig.

4. Analysen

a) Korrelgrootte (tab. 15)

Op het terrein reeds bleek dat de schorreklif uit vrij zandig sediment opgebouwd was en dit vooral in tegenstelling tot het slib dat we voor deze klif op de slikke zelf aantreffen. De afzettingen van de schorreklif zijn gelaagd, zodat we er rekening moeten mee houden dat bij de bemonstering enkele zand en sliblaminae kunnen vermengd zijn.

Het korrelgroottediagramma toont aan dat, behoudens een niveau (R 103) dat iets meer zand bevat, de algemeen verdeling van zand, silt en klei vrij weinig varieert. Men bemerkt een kleine toename in het zandgehalte naar boven toe. De aanwezigheid van de fraktie grover dan 124 μ (voor ongeveer 5%) contrasteert met de slikkeafzettingen aan de voet van deze klif, waarin deze fraktie niet aangetroffen wordt (met uitzonderling althans van monster R 3).

De korrelgrootteverdelingskrommen (fig. II/45) verschillen in sommige opzichten van de slikke-monsters.

Meest opvallend is wel de zwakkere helling welke de krommen vertonen in de zandfractie. Hun sortering is dus merkkelijk minder goed in deze frakties. Vervolgens zien we eveneens dat de knik naar rechts welke vrij algemeen voorkwam bij 62 mu, nu verschoven is naar 44 mu of lager.

b) Kalkgehalte (tab. 15)

Het kalkgehalte van deze monsters bedraagt 6 à 10%. Het neemt af van onder naar boven, in overeenstemming met een toenemend zandgehalte.

HOOFDSTUK XVIII

PROFIEL: RILLAND - BORING OP DE SLIKKE1. Lokalisatie

51°24'01" N

04°11'14" E

2. Kaarten en figuren

kaarten: 7

figuren: II/44-45

3. Terreinwaarnemingen

- R 111 Oppervlakkige zandlaag - van 0 tot 1 cm onder het oppervlak.
Aan de oppervlakte over ongeveer 0,5 cm bruin geoxideerd
daaronder over 0,5 cm blauw zand. Tot op niveau R 112 blauw-
grijs zand met talrijke boorgaten van wormen.
- R 112 Van 4 tot 5 cm onder het oppervlak.
In bovengenoemde blauwgrijze zandlaag - talrijke boorgaten
van wormen - rond sommige van deze is een bruine oxidatie-
kleur waarneembaar.
- R 113 Van 7,5 tot 8,5 cm onder het oppervlak.
Blauwe zandlaag, iets kleiig.
Deze laag komt vrij goed afgescheiden van de overdekkende
en onderliggende zandafzettingen voor - er komen geen boor-
gaten van wormen voor.
- R 114 Van 11 tot 12 cm onder het oppervlak.
Van 10 tot 12 cm onder het oppervlak is een zeer zwak merk-
bare horizontale gelaagdheid aanwezig. Het zand dat hier
lichtgrijs van kleur is wordt naar onder toe steeds blauwer
van kleur.

- R 115 Van 14,5 tot 15,5 cm onder het oppervlak.
Blauwgrijze zandlaag steeds talrijker wormgangen. Op sommige niveau's is het zand min of meer onduidelijk gelaagd.
- R 116 Van 18 tot 19 cm onder het oppervlak.
cfr R 115 maar blauwe kleur wordt dominerend.
- R 117 Van 20,5 tot 21,5 onder het oppervlak.
Steeds zelfde zand als R 115
- R 118 Van 23,5 tot 24,5 cm onder het oppervlak
Zelfde laag als R 115
- R 119 Van 26 tot ongeveer 29 cm onder het oppervlak.
Deze horizon bestaat bijna uitsluitend uit schelpen van lamel-
libranchiaten en gasteropoden. Er treedt een duidelijke schei-
ding op tussen een overdekkende laag met hoofdzakelijke schel-
pen van lamellibranchiaten (vooral Cardium en Scrobicularia en
iets minder Mya terwijl eerder zeldzaam eveneens Mytilus voor-
komt). Hieronder komt een laag met gasteropoden voor, en
daaronder opnieuw zand.

4. Analysen

a) Korrelgrootte (tab. 15)

De korrelgrootteverdeling van deze krommen verschilt algemeen genomen slechts weinig van de oppervlakte monsters. Sommige niveaus blijken zandiger te zijn wat op schommelingen in de aanvoer van de grovere frakties wijst.

We bespreken hier eveneens twee monsters namelijk R 6 en R 9, waarvan een beschrijving gegeven werd in een vorige paragraaf. Deze monsters vertonen een opmerkelijk verschil met de oppervlakte monsters in dezelfde omgeving genomen (R 5). Ook onderling vertonen deze krommen een groter verschil dan monsters R 111 tot R 118. De korrelgrootteverdeling van deze sedimenten stemt best overeen met monster R 13. Dit alles wijst er dus op dat er een grotere zand-
aanvoer tot tegen de schorre kon plaats vinden dan nu het geval is, terwijl we er anderzijds op kunnen wijzen dat de schommelingen in korrelgroottesamenstelling toenemen van de laagwaterlijn naar de schorre toe.

b) Kalkgehalte.

Het kalkgehalte van deze sedimenten bedraagt minimaal 8% en maximaal 10,25% (tab. 15).

HOOFDSTUK XIX

PROFIEL: RILLAND - SUSPENTIEMETINGEN MK en NK1. Lokalisatiea) Meetpunt MK (lichtopstand: middenketel)

51°24'02" NB

04°12'46" WL

b) Meetpunt NK (lichtopstand: noordketel)

51°24'16" NB

04°12'26" WL

2. Kaarten en figuren

kaarten: 7

figuren: II/5-46

3. Beschrijving van de waarnemingen

Ter hoogte van beide hogergenoemde meetpunten werd een zogenaamde "siphon sampler" (fig. II/5) geplaatst. Deze standplaatsen werden zo gekozen dat een ervan boven een zandafzetting (monster MK) de suspentie bemonsterde en de tweede hetzelfde deed boven een slibafzetting (monsters NK). Tevens bestond er een verschil tussen de afstand tot de gemiddelde laagwaterlijn. De monsters MK werden omzeggens vlakbij de laagwaterlijn genomen, terwijl monsters NK op ongeveer de halve afstand (ongeveer 200m) tussen de schorrerand en de laagwaterlijn genomen werden.

In beide gevallen werden de suspentiemonsters steeds op nagenoeg een halve meter van de bodem genomen en ongeveer op hetzelfde ogenblik (n.b: dit laatste werd bekomen door de flessen op gelijke afstand van de bodem te plaatsen).

Vermelden we tenslotte nog dat de flessen steeds op hetzelfde ogenblik vervangen werden zodat de monsternamen in beide gevallen over eenzelfde periode verliep.

Uit het voorafgaande blijkt dat de belangrijkste verschillen tussen beide metingen gezocht moeten worden in de afstand tot de laagwaterlijn en in de samenstelling van de bodem in de omgeving van het meetpunt.

Verder dient natuurlijk steeds rekening gehouden te worden met een eventueel slecht werken van een of van beide flessen.

Monster	van	tot	aantal tijden	gewicht gr.	rest fles	inhoud	gew/tij/1	zoutgh. gr/1	opmerkingen
MK 1	22-3-1968	5-4-1968	27	44,6305	3 l. 00		0,2066	6,7	
2	5-4-1968	19-4-1968	27	33,1594	3 l. 00		0,1535	9,0	
3	19-4-1968	7-5-1968	33	21,7642	3 l. 00		0,0824	12,5	
4	7-5-1968	24-5-1968						?	fles weggespoeld
5	6-9-1968	25-9-1968						11,5	mislukt
6	25-9-1968	12-10-1968	16	7,4087	3 l. 00				fles niet leeggelopen onbetrouwbaar
7	12-10-1968	2-11-1968	41	?	?		?	?	
8	2-11-1968	13-11-1968	19	20,6521	2 l. 200			(?, 4)	
9	13-11-1968	21-12-1968	73	7,3076	3 l. 300		0,0117	?	
10	21-12-1968	28-1-1969	54	67,8705	4 l. 450		0,1760	11,56	
11	28-1-1969	23-2-1969	50	75,1522	2 l. 440		0,1575	10,07	
12	23-2-1969	8-3-1969	25	41,8509	2 l. 760		0,1893	10,17	
13	8-3-1969	22-3-1969	26	60,0121	4 l. 400		0,3205	(6,4)	
14	22-3-1969	13-4-1969	43	77,7109	3 l. 800		0,2316		

MEETPLAATS: MIDDENKETTEL

Tabel 16

Monster	van	tot	aantal tijden	gewicht gr.	rest fles	inhoud fles	gew/ty/l g/l	Opmerkingen
NK 1	6-9-1968	25-9-1968	18	18,1324	3 l. 00		0,1171	
2	25-9-1968	12-10-1968	16	19,9366	3 l. 10		0,1465	
3	12-10-1968	2-11-1968	41	22,1272	3 l. 10		0,0635	
4	2-11-1968	13-11-1968	19	12,383	3 l. 30		0,0786	
5	13-11-1968	21-12-1968	73	36,222	3 l. 20		0,0591	
6	21-12-1968	28-1-1969	54	64,4123	3 l. 08		0,1400	
7	28-1-1969	23-2-1969	50	51,5124	3 l. 50		0,1271	
8	23-2-1969	8-3-1969	25	14,8307	3 l. 22		0,071	
9	8-3-1969	22-3-1969	26	30,5642	3 l. 40		0,1430	
10	22-3-1969	13-4-1969	43	?	?		?	fles weggespeld

MEETPUNT: NOORDKETEL

Tabel 17

HOOFDSTUK XX

PROFIEL: ZIMMERMANPOLDER Zp1. Lokalisatie

51°23'46" N

04°09'30" E

richting: 175°

rechter Schelde-oever

2. Kaarten en figuren

kaarten: 7

figuren: II/47-48

3. Terreinwaarnemingen

a) Milieu:

Het profiel "Zp" werd opgemeten juist stroomopwaarts van het haventje aan de Zimmermanpolder. Dit haventje is gelegen aan een vrij ondiepe geul, welke in het verlengde van de schaar van Valkenisse voorkomt, en uitgeeft op het Nauw van Bath. Bij vloed vindt een gedeelte van het water dat door de schaar van Valkenisse stroomt langs deze geul een uitweg naar het Nauw van Bath. Bij eb zijn de stromingen in deze geul minder belangrijk.

Het schorregebied is hier vrij smal. Het beslaat een strook van ongeveer 80m breed.

b) Topografie:

Uit het opgemeten dwarsprofiel komen twee grote eenheden te voorschijn. Beide hebben ze een konvex profiel en ze zijn van elkaar gescheiden door een kleine depressie. Het eerste van deze eenheden, de eigenlijke schorre, treft men aan van 20 tot 90m voor de dijk.

De hellingswaarden zijn vrij laag bovenaan (0,85 %), terwijl

de overgang naar de slikken door veel grotere hellingswaarden gekenmerkt wordt (2,68%). Het profiel van de slikken is eveneens konvex. Tegen de schorren aan is de helling zeer zwak (0,01 à 0,80%).

Vanaf 130m voor de dijk echter (tussen Zp 1 en Zp 2) neemt de helling vrij vlug toe van 1,78% tot 6,26% aan de laagwaterlijn. Knikken komen in het ganse profiel niet voor.

Op het profiel in f.II/47 is eveneens het niveau van de Zimmermanpolder achter de dijk weergegeven. Men kan opmerken dat het niveau van de schorre en het grootste gedeelte van de slikke hoger dan dit polderniveau gelegen zijn.

c) Beschrijving:

Zp 1 20m vanaf de schorre

Matig fijn zand, praktisch geen slib.

Parallele rippels - er zijn hier duidelijke afwisselingen waar te nemen tussen hoge en lage rippelkammen. De meeste rippels hebben een symmetrisch dwarsprofiel.

Afmetingen rippel: L: 6,5 à 10 cm

H: 1,5 cm

Zp 2 50m vanaf de schorre.

Matig fijn zand.

Rippels met afgeknotte kammen, afmetingen zie Zp 1.

In de depressies van de rippels komen steeds meer kleikeitjes voor. Een tiental meter verder Scheldewaarts vervagen de rippels, hierbij neemt de rippelhoogte steeds meer af terwijl de rippellengte ongeveer dezelfde blijft.

Zp 3 90m vanaf de schorre.

Matig fijn zand.

Stervormige kruipssporen van worden (—) toe te schrijven aan Nereis Diversicolor. Spiraalhoopjes van Arenicola Marina

Zp 4 120m vanaf de schorre.

Matig fijn zand.

Geen rippels en geen wormgaten meer.

Opmerkingen

1. Over de ganse slikke komen veenbrokken voor met een doormeter van 10 à 15cm of groter. Zij zijn zeer sterk verspreid.
2. Er kan een verband gezien worden tussen de aanwezigheid van de rippels en de helling van de slikke. Van zodra immers de helling groter wordt dan 1° à 1,5% (Zp 2, Zp 3) treedt eerst een afvlakking op van de rippelkammen waarna de rippels zelf totaal verdwijnen en het slikkeoppervlak volkomen glad wordt.

4. Analysen

a) Korrelgrootte (tab. 18)

De korrelgrootteverdeling van het slikke sediment is vrijwel homogeen in de frakties grover dan 88 μ (fig. II/48). In de fijnere frakties zien we dat hun aandeel stijgen naar de laagwaterlijn toe.

Dit verschijnsel komt eveneens tot uiting in de korrelgrootteverdelingskrommen (fig. II/48), welke vrijwel samenvallen tot 88 μ en verder naar de fijnere frakties uiteenlopen. Het sediment dat we hier aantreffen is een matig fijn ($M_d = 114$ à 120) matig goed tot slecht gesorteerd sediment ($S_o = 0,48$ à $1,12$) met een hoge scheefheid ($S_k: +0,28$ à $+0,63$).

b) Kalkgehalte (tab. 18)

Het kalkgehalte varieert tussen 4 en 8%.

monster	M_d	M	M	S_o	S_k	kalk
Zp 1	115	104	3.27	0.53	+0.28	8.50
Zp 2	120	109	3.20	0.48	+0.29	3.25
Zp 3	114	69	3.85	1.12	+0.63	3.75
Zp 4	120	102	3.30	0.59	+0.41	8.00

Tabel 18

HOOFDSTUK XXI

SEDIMENTATIE-PAALTJES

INLEIDING

In augustus-september 1966 werden op verschillende slikken paaltjes uitgezet, dwars op de slikke, met de bedoeling de aanslibbing of erosie na verloop van een jaar kwantitatief te bepalen. Er werd gebruik gemaakt van aluminium-paaltjes, 1m lang en 1cm zijde. Deze werden in de grond geslagen tot een diepte van 0m85. Het voordeel van deze paaltjes was dat ze rond zich geen erosie kuil verwekken. Ze worden echter door vlottende planken en grote veenbrokken gemakkelijk omgeplooid. (Dit werd herhaaldelijk vastgesteld).

Langs profiel Appelzak werden de paaltjes na verloop van enkele maanden opnieuw gemeten waaruit bleek dat ze geen verandering ten opzichte van elkaar hadden ondergaan.

WAARNEMINGEN

A. Profiel Hooipolder

Dit profiel is gelegen op de rechteroever, ten zuiden van het einde van de rede van Antwerpen, ter hoogte van de gelijknamige polder. De slikke is zeer kort met een tamelijk steile helling en bestaat overwegend uit zand.

In februari 1967 stelden we hier een intensieve erosie vast. Het peil van de slikke was het sterkst gedaald tegen de laagwaterlijn (5cm) terwijl tegen de schorre een verlaging van 1cm werd vastgesteld. Een maand later was het peil opnieuw gedaald, ditmaal iets meer tegen de schorre dan aan de laagwaterlijn. Gedurende de winterperiode trad hier dus een verlaging van 4cm tegen de dijk tot 6cm aan de laagwaterlijn op.

B. Profiel Galgeweel

Dit profiel is gelegen op de linkeroever ter hoogte van het gelijknamige weel. De slikke is hier ongeveer 75m lang. De ondergrond bestaat uit zand waarin talrijke kleilenzen voorkomen. Het oppervlak is eerder zandig. In februari had het slikke profiel een merkelijke wijziging ondergaan. Op 20m voor de schorreklif werd 8cm sediment afgezet terwijl 20m verder naar de Schelde toe 15,5cm en 60m voor de schorreklif 16cm geerodeerd werd.

Het profiel is hier dus merkkelijk steiler geworden onder een intensieve erosie.

C. Profiel Doel

Een uitvoerige bespreking van dit profiel werd reeds elders gegeven. Gedurende de winter werd hier tegen de schorre aan een dunne (maximum 1cm) sliblaag afgezet. Naar de Schelde toe was de sedimentatie iets aanzienlijker, terwijl het sediment merkkelijk zandiger was. Het profiel steeg ongeveer over 3cm.

Doel is de enige plaats waar tot nog toe sedimentatie waargenomen werd gedurende de winter. Deze aanslibbing zou eventueel verband kunnen houden met de storting van baggerspecie in de schaar van den ouden doel, meer stroomopwaarts gelegen (cfr Sterling A., 1963).

D. Profiel Appelzak

Zowel profiel Appelzak als profiel Volckerpolder (volgende paragraaf) zijn achter de Ballastplaat gelegen.

Het hier besproken profiel bestaat uitsluitend uit zand met kleiige lenzen in de ondergrond. In oktober 1966, dus twee maanden na het plaatsen van de paaltjes trad hier een matige sedimentatie op (tot 10cm van sommige plaatsen). Het aangevoerde materiaal bestond uitsluitend uit lichtgekleurd zand en was goed herkenbaar ten overstaan van het vroegere sediment (cfr F10 rapport N° 2).

Drie maand later, in januari dus, was het beeld veranderd, doordat een diepgaande erosie niet alleen het nieuw aangevoerde sediment, maar eveneens een gedeelte van het vroegere sediment had weggenomen. Op sommige plaatsen ging deze erosie zelfs tot 15cm diep.

E. Profiel Volckerpolder

Dit profiel bestaat hoofdzakelijk uit fijn zand. Tussen augustus en december trad hier erosie op. Deze greep op sommige plaatsen tamelijk diep in en nam 7 à 12cm sediment weg. Gedurende de maanden februari en maart, werden de paaltjes meermalen gecontroleerd ten einde gedurende een getijde-cyclus de erosie of sedimentatie na te gaan. In deze periode trad overwegend sedimentatie op. Het materiaal voor december weggevoerd, werd slechts gedeeltelijk terug aangevoerd. Ten overstaan van augustus was er dus steeds enkele centimeter erosie opgetreden. Verder bleek erosie of sedimentatie enigszins gebonden te zijn aan het getij. Gedurende de springrij periode bemerken we een erosie tot 6cm diep, terwijl gedurende de rest van de cyclus dagelijkse schommelingen van een paar centimeter waarneembaar zijn. Vanaf april tot mei trad opnieuw een erosie fase in.

Deze erosie en sedimentatie deden zich echter niet gelijkmatig over de ganse slikke voor. Punt 1, meest tegen de schorre gelegen, vertoonde praktisch geen schommeling van het slikkeoppervlak, maar laat eerder een gelijkmatige aanslibbing van een paar cm over de ganse meetperiode zien (f. II/34). Hetzelfde geldt voor punt VII, aan de voet van een zandrug gelegen naar de laagwaterlijn toe. Punt VI, juist voorbij deze zandrug, bleef aanvankelijk konstant, tot maart, waarna een sterke daling van het slikkeoppervlak optrad.

Punten VIII en IX, aan de laagwaterlijn gelegen vertoonden van in het begin een snelle aanslibbing, die eveneens waargenomen werd langsheen profiel Appelzak, en werden onder het sediment bedolven (deze verzanding houdt waarschijnlijk verband met het storten van baggerspecie in de schaar van de Appelzak).

Uit deze waarnemingen kunnen we dus afleiden dat de hogerge-noemde erosie zich alleen voordoet schorrewaarts van de zandrug bij punt V in de periode september 1966/januari 1967 en op alle punten, behalve punt I, in de periode maart/mei 1967. We vermoeden dus dat bewegingen van de zandrug de erosie verklaren.

De snelle variaties in het slikkeoppervlak zijn voor ons een aanwijzing van een hoog bodemtransport van zand, eerder dan een aanvoer in suspentie.

DEEL 3.
=====

SEDIMENTTRANSPORT METINGEN.

HOOFDSTUK I

SEDIMENTTRANSPORTMETINGEN STROOMOPWAARTS VAN
ANTWERPEN1. SEDIMENTTRANSPORT-METINGEN STROOMOPWAARTS VAN DE SAMENVLOEIING
SCHELDE - RUPEL

De gegevens in verband met het sedimenttransport in de bovenloop van de Schelde en de Rupel zijn eerder schaars. Het inzicht hieromtrent is dan ook oppervlakkig. In de volgende tabellen werden de cijfers, overgenomen uit vroegere studies, bijeengebracht (zie eveneens kaart 12 voor de lokalisatie van de meetpunten).

Voor de boven-Schelde (metingen te Gentbrugge, della Faille M., 1961) (tabel 19) bedraagt de gemiddelde suspensielading 100 à 200 mg/l. De Dender (metingen te Denderbelle) heeft analoge waarden. Metingen verricht te Geeraardsbergen tonen aan dat in de periode juni-juli eerder lage suspensie-koncentraties waargenomen worden in de bovenloop van deze rivier. Wirix G. en Lorent J., 1966, vermelden voor de Dender een gemiddelde suspensiekoncentratie van 80 mg/l.

Voor de bovenloop van de Dijle bedraagt de gemiddelde suspensielading 120 à 150 mg/l (Gilles M. en Lorent J., 1965). De invloed van het klimaat blijkt duidelijk uit de cijfers van tabel 20, waarin de suspensielading voor de Dijle-loop boven Leuven vermeld zijn tijdens een hevige regenperiode. De suspensielading bedraagt nu zowat 10 X de gemiddelde lading. In 1967 hebben we eveneens monsters genomen op de Dijle, stroomafwaarts van Leuven, na een regenperiode (tab.21). De gemeten waarden zijn lager dan deze gevonden stroomopwaarts van Leuven. Wel dient hier opgemerkt te worden dat deze cijfers niet a priori met elkaar mogen vergeleken worden gezien de metingen niet onder dezelfde omstandigheden verricht werden. Enkele punten zijn nochtans de moeite waard om opgemerkt te worden.

- 1° Er is een voortdurende afname aan sedimentconcentratie van Leuven naar de Rupel toe.
- 2° De suspensiekoncentratie daalt zeer sterk na kunstwerken, bv. te Werchter voor de stuw is de concentratie 661 mg/l, na de stuw nog slechts 281 mg/l. Hetzelfde geldt voor de Volmolenbrug te Leuven, waar de sluis een groot gedeelte van het suspensiesediment schijnt tegen te houden.
- 3° Scheldewaarts van de stuw te Werchter (Haacht) is er een systematisch verschil tussen eb (hoge waarden) en vloed (lage waarden) waar te nemen.

De korrelgroottesamenstelling van het suspensietransport werd bestudeerd door della Faille M. (1961) voor de hogervermelde meetstations (tabel 19, fig.II, 49).

In verband hiermede lijken ons volgende opmerkingen belangrijk :

- 1° Het zandtransport bedraagt nooit meer dan 50 % van het totaal getransporteerde sediment.
- 2° De hoogste waarden aan zandtransport werden waargenomen tussen januari en april.
- 3° Wordt het zandtransport vergeleken met het totale suspensietransport dan bestaat er een algemene tendens welke op een toename in het zandtransport wijst, bij toenemend suspensie-transport (fig. II 49).
- 4° Uit bovengenoemd figuur kunnen we eveneens afleiden dat het zandtransport systematisch belangrijker is op de Dender dan op de boven-Schelde (te Gentbrugge); m.a.w. er bestaan belangrijke verschillen tussen de verschillende aders van het Scheldebekken.

1961 maand	Gentbrugge		Geeraardsbergen		Denderbelle	
	% zand	totaal mg/I	% zand	totaal mg/I	% zand	totaal mg/I
Jan.			47	184	49	199
Feb.		121	35	147	22	104
Maart.	34	102	18	65	11	62
Aprol.	36	206	20	101	22	90
Mei.	17	121	28	83	12	81
Juni.	12	143	10	61	38	157
Juli.	9	155	25	68	25	141
Aug.	7	107	14	103	6	117

naar della Faille M., 1961

Tabel 19

n°	Lokaliteit	mg/I	n°	Lokaliteit	n°
81	Ottignies	3.520	78	St. Agatha-Rode	1.480
80	Court St-Etienne	2.690	77	Oud Heverlee	1.300
79	Florival	1.500	76	Heverlee	1.590
			75	Leuven	1.260

Overgenomen uit Gilles en Lorent, 1965

Tabel 20

n°	Lokaliiteit	mg/l eb	mg/l vloed
74a	Leuven, voor Volmolenbrug		774
74b	na	487	415
73	Leuven, stroomafwaarts	512	719
72	Rotselaar	393	836
71a	Werchter, voor Demer	277	
71b	Dijle	380	
71c	Werchter, na samenvloeiing	277	661
71d	Werchter, na sluizen	342	281
70	Keersbergen	380	460
69	Muizen (brug)	426	302
68	Battel	484	125
87	Zenne	535	
86	Rupel (te Boom)	219	65

Metingen van 13/3/67 (vloed)
14/3/67 (eb)

Tabel 2I

2. STUDIE VAN DE AARD VAN HET BODEMSEDIMENT TUSSEN DE RUPELMONDING EN HET BOVENEINDE VAN DE REDE VAN ANTWERPEN

De bodemkaart, opgemaakt door A. Bastin aan de hand van natuurlijke radio-activiteitsmetingen, reikt niet verder stroomopwaarts dan de rede van Antwerpen. Het was dus noodzakelijk een reeks bodemonsters te nemen om enig inzicht te verkrijgen in de aard van het bodemsediment stroomopwaarts van Antwerpen tot aan de monding van de Rupel.

Deze monsternamen geschiedde op 13 juli 1970 vanaf het schip "MS DOEL". De monsters werden genomen met een "shipek botton sampler". Een beschrijving van de monsters wordt gegeven in tabel 22. De zandrijke monsters werden verder onderzocht op hun korrelgroottesamenstelling, kalkgehalte en glauconietgehalte. Ook werd op het laboratorium voor mikropaleontologie, Geologische Instituut, Universiteit te Leuven een studie verricht van de aanwezige foraminiferen. Deze studie werd uitgevoerd door E. De Meuter. De schelpeninhoud van monster M4 werd onderzocht door D. Ringelé.

Een overzicht van de resultaten wordt gegeven in tabellen 23 tot 26

1. Korrelgrootteonderzoek.

Aan de hand van het verrichte korrelgrootteonderzoek (fig. II 50) is het ons mogelijk een schets te maken van de bodemsamenstelling in het beschouwde gebied. Aan de monding van de Rupel, en in de Rupel zelf komt een vrij grof zand voor (M 3). Slechts 1% van dit sediment is fijner dan 175 μ . Stroomopwaarts wordt het sediment steeds grover, terwijl voorbij de Moerkil zelfs stenen en grind op een kleibodem aangetroffen worden (M 4a tot M 4c). Monster M 4 werd nog verder naar het noorden toe genomen. Uit het analyse resultaat van dit monster blijkt overduidelijk het grove karakter van het sediment in deze omgeving.

De mediaan bedraagt 740 mu, terwijl de gemiddelde korrelgrootte bij 329 mu gelegen is. Voorbij Callebeek blijkt het sediment opnieuw fijner te worden (cfr monsters M5, M8, M9, M11). De mediaan daalt van 220 mu (M5) naar 107 mu (M11). Dit laatste monster werd een weinig stroomopwaarts van de zuiderdokken ten zuiden van Antwerpen genomen.

Ter hoogte van monster M8 werd in 1967 een bodemonster genomen langs de linkerkant van het Vaarwater (B14, fig. II54). Dit laatste monster blijkt een ietwat grover sediment te bevatten dan monster M8. Een ander dwarsprofiel, meer stroomopwaarts gelegen, liet evenmin een grote variatie in de sedimentsamenstelling zien (M9a, M9b, M9c, Tab.22). Anders is het gesteld ter hoogte van de Galgeweel, waar lateraal van een plastische kleibodem (M 10) een fijne zandafzetting voorkomt, terwijl een weinig verder stroomafwaarts donker groen fijn zand (M 12 en M 13) bemonsterd werd. Deze laatste sedimenten zijn opnieuw ietwat grover dan monster M 11. De mediaan bedraagt nu 160 mu (M 12) à 195 mu (M 13), terwijl de sorteringsgraad vrijwel dezelfde is (cfr tabel23).

Verder stroomafwaarts komen nu meer klei en slibafzettingen voor (monster m 14 en bodemkaart Bastin).

In verband met de korrelgrootteonderzoek vermelden we hier dat in verschillende monsters kleiknollen aangetroffen werden (M7, M8, M11, M13). Behoudens deze kleiknollen bedraagt het silt en kleigehalte in de besproken zandmonsters steeds tussen 1 en 5 % (zie eveneens fig. II 50).

Vergelijken we nu de verschillende kumulatieve korrelgrootteverdelingskrommen, dan is hun onderlinge paralleliteit wel het eerste opvallende kenmerk. Een uitzondering hierop maakt kromme M4 (zeer grof slecht gesorteerd sediment) evenals de staart in de grovere frakties bij monster M8. Deze eigenschap komt tot uiting in de sortering welke slechts zeer weinig uiteenlopende waarden vertoont (0.32 tot 0.38). Het zijn dus allemaal zeer goed gesorteerde sedimenten. De sorteringsgraad voor monster M8 is lager (0.48) en zeer laag voor monster M4 (1.36). Hij is daarentegen iets beter voor monster M3 (0.23).

Behalve monster M4 en M5, welke een negatieve scheefheid hebben (scheefheid naar de grovere frakties dus) is de scheefheid voor deze monsters 0 of positief en dus naar de fijnere frakties gericht.

2. Kalkgehalte.

Over het algemeen is het kalkgehalte van deze sedimenten eerder laag (tab.23) namelijk 1 tot 5 %. Gaan we de ruimtelijke verbreiding van het kalkgehalte na dan bemerken we in de omgeving van monster M3, M4 en M5 het kalkgehalte het laagste is (0 tot 1%) stroomafwaarts treedt een toename tot 5 % in het kalkgehalte op. Nochtans voor de rede van Antwerpen is er opnieuw een afname van kalk (1 à 2% voor monsters M11 en M12).

3. Glauconiet.

Het glauconietgehalte is zeer laag voor monsters uit de omgeving van de Rupelmonding (cfr tab.24). Vanaf monster M5 komt stroomafwaarts 5 à 10 % glauconiet in het sediment voor. Monster M12 en M13 maken ook nu een uitzondering omwille van hun zeer hoog glauconietgehalte (24 à 28 %).

4. Studie van de Lamellibranchiaten en Foraminiferen.

Het eerder grove sediment uit de omgeving van monster M4 (Callebeek) was zeer rijk aan schelpen en schelpfragmenten, zodat we het nuttig hebben gevonden deze te laten determineren. De resultaten zijn weergegeven in tabel 25. Twee punten uit dit onderzoek hebben vooral onze aandacht getrokken. Enerzijds blijkt er een zeer grote hoeveelheid zoetwater-dieren aanwezig te zijn. Deze hebben waarschijnlijk niet op deze plaats van de Scheldebedding geleefd, evenmin kunnen ze geërodeerd zijn uit de onderliggende tertiaire mariene sedimenten. Ze werden dus vermoedelijk aangevoerd vanuit de bovenloop (eventueel uit de Vliet).

Anderzijds hebben minder dan 1% van deze schelpen een Mio- of Pliocene ouderdom. Deze afzettingen worden verder stroomafwaarts door de Schelde geërodeerd. In tabel 8 is een schematisch overzicht gegeven van de foraminiferen inhoud van de zandmonsters. De tabel geeft het procent foraminiferen welke tot het Anversien (Zanden van Edegem, Zanden van Antwerpen) behoren ofwel tot het Scalésiën (Zanden van Kallo, zanden van Kattendijk etc.).

De Foraminiferen inhoud van M12 en M13 wijst op een dominerende Anversién ouderdom. Stroomopwaarts zien we dat deze Anversién foraminiferen verdwijnen. In de overige monsters komen alleen, of overwegend foraminiferen uit Scaldésiën voor; Een vergelijk van deze resultaten met de geologische formaties aldaar toont aan dat er een zeker verband kan waargenomen worden. Dit verband is vooral duidelijk voor monsters M12 en M13, die genomen werden op de plaats waar het Anversién in de ondergrond aanwezig is. Deze afzetting wordt hier dus niet door een recentere laag bedekt.

Stroomopwaarts kunnen we deze Anversién foraminiferen terugvinden tot ongeveer ter hoogte van Callebeek. Vanaf dit punt verder stroomopwaarts zijn eveneens de Scaldésiën foraminiferen verdwenen (monster M4) en komen alleen nog verweerde numulieten voor.

Een vergelijk met de korrelgrootte van deze monsters schijnt erop te wijzen dat de Anversién foraminiferen zich concentreren in het grovere sediment, terwijl de fijnere sedimenten rijker zijn aan Scaldésiën foraminiferen. Dit is in overeenstemming met het feit dat ook de Anversién foraminiferen grover blijken te zijn dan deze uit de Scaldésiën afzettingen.

Beschrijving der monsters

M 1	Belgische sluis - rechterkant vaarwater 51°17'39" N 4°19'00" E 3/7/70 9h30 Grijs blauw slib
M 2	Boerenschans (boei 110) 3/7/70 11h00 Blauw zandig slib
M 3	Rupelmonding 13/7/70 10h35 51°07'22" N 4°18'33" E Grof zand, zwarte grindjes, veenbrokjes en twijgjes
M 4a	Schellefliet 13/7/70 10h55 51°07'20" N 4°19'22" E Stenen
M 4b	Bazelstrand 13/7/70 51°08'03" N 4°19'36" E Dun laagje grof zand en zwarte stenen op grijze klei
M 4c	100 m stroomafwaarts van 4b 13/7/70 51°08'07" N 4°19'38" E cfr M 4b
M 4	500 m stroomopwaarts van Kallebeek 13/7/70 11h20 51°08'22" N 4°19'44" E grof zand met grind (bakstenen en kwartskeitjes, schelpen en schelpgruis)
M 5	Scheepswerf St. Pieter 13/7/70 51°09'11" N 4°19'53" E matig fijn grijs zand
M 6	Fabriek Van Den Heuvel 13/7/70 11h43 51°09'23" N 4°19'48" E Linkerkant vaarwater tegen de oever Turf

Tabel 22

M 7	Fabriek Van Den Heuvel	I3/7/70	IIh50
	51°09'26" N		
	04°19'22" E		
	Zand met bijmenging van kleiklonters (deze kunnen afkomstig zijn van het stortmateriaal van de E3 Tunnelwerken).		
M 8	Zilverfabiek	I3/7/70	I2h00
	51°10'02" N		
	4°19'55" E		
	rechterkant vaarwater		
	fijn zand met slib en twijgjes		
M 9a	Cockerill	I3/7/70	I3h15
	51°10'40" N		
	4°19'49" E		
	Midden vaarwater		
	fijn zand		
M 9b	cfr M 9a		
	51°10'41" N		
	4°19'53" E		
	rechterkant vaarwater		
	fijn zand		
M 9c	cfr M 9a		
	51°10'42" N		
	4°19'38" E		
	linkerkant vaarwater		
	Bakstenen en glas		
M 10	Boveneinde rede Antwerpen - afdak 10	I3/7/70	I3h45
	51°12'25" N		
	4°22'44" E		
	Zeer plastische klei en kleibrokken (klei van Boom?)		
M 11	cfr M 10	I3/7/70	I4h05
	51°12'31" N		
	4°22'37" E		
	Fijn zand met kleinodullen		

Tabel 22 (vervolg)

M I2 Rede Antwerpen - Linkeroever - boei BWVS (zuid)
 I3/7/70 I4hI5
 5I°I2'42" N
 4°23'05" E
 M I2a - fijn glauconiethoudend zand
 M I2b - klei

M I3a cfr M I2 - boei BWVS (noord) I3/7/70 I4h35
 5I°I3'05" N
 4°23'30" E
 Blauw slib - zand en kleiklonsters

M I3b cfr M I3a
 5I°I3'05" N
 4°23'35" E
 Sterk glauconiethouden zand - vrij veel schelpen

M I4 Steiger Flandria - L.O. I3/7/70 I4h45
 5I°I3'I7" N
 4°23'33" E
 grijze klei - blauw slib

Tabel 22 (vervolg)

Monster	Md	M	M	So	Sk
M 3	360	347	1.53	0.24	+0.20
4	740	1.329	0.18	1.36	-0.46
5	220	238	2.07	0.33	-0.33
8	127	122	3.04	0.48	+0.13
9	144	136	2.88	0.32	+0.25
II	107	104	3.27	0.38	+0.14
I2	160	154	2.70	0.35	+0.17
I3	195	195	2.36	0.33	0

Tabel 23

Monster	Kalk	Glauc
M 3	-	3.40
M 4	I	-
M 5	-	7.49
M 8	5.00	10.81
M 9	3.25	8.65
M II	5.00	6.47
M.I2	1.00	28.14
M I3	2.00	23.57
B I4	1.75	7.01

alleen de fraktie kleiner dan 250 beschouwd

Tabel 24

Mollusken en Gasteropoden aangetroffen in Monster M4

<i>Planorbis leucostoma</i> (Mill)	- stilstaand zoet water (kleine sloten).
<i>Valvata piscinalis</i> (Müll)	- stilstaand of zwak stromend water.
<i>Dreissema polymorpha</i> (Pall)	- rivieren en vijvers - algemeen sinds een eeuw.
<i>Sphaerium solidum</i> (Morm)	- in zand van grote rivieren.
<i>Pisidium amnicum</i> (Müll)	- in rivieren of stilstaand water(modder)
<i>Sphaerium vivicola</i> (Lam)	- modder van rivieren.
<i>Lymnaea peregra</i> (Müll)	- zoet of brak water - stilstaand of stromend water of buiten het water.
<i>Lymnaea palustris</i> (Müll)	- zoet of brak water of buiten het water.
<i>Bithynia tentaculata</i> (L)	- stilstaand of zwak stromend water, zoet of brak maar niet in vervuild water.
<i>Theodoxus fluviatilis</i> (L)	- stromend - zoet of brak.
<i>Physa acuta</i> (Drap)	- zoet of brak water, bij voorkeur weinig bewogen water.
Unia sp (alleen brokstukken)	
minder dan 1% fragmenten van mio en pliocene fossiele schelpen.	

Tabel 25

M	Anv.	Scald.
M4	0 alleen Numulieten	0
M5	28	72
M8	0	100
M9	8	92
MII	0	100
MI2	96	4
MI3	64	36

Anv.: procent foramiferen behorend tot het Anversien.

Scald.: procent foraminiferen behorend tot het Scaldésien.

Tabel 26

3. KONTINUE METINGEN OP STANDPLAATS : HOBOKEN

- a) Datum : 28 juli 1967
- b) Lokalisatie van het meetpunt : $51^{\circ}10'02''$ N
 $4^{\circ}19'45''$ E

Linkerkant vaarwater.

n.b.: Deze plaats stemt overeen met de sectie "86 km 560 stroomopwaarts monding" (Valckx E. 1966)

Een dwarssectie wordt gegeven in fig. II 51 met aanduiding van de monstername. In deze figuur werd de waterstand op het ogenblik van de monstername met een stippellijn aangeduid, terwijl het pijltje aangeeft of we stijgend dan wel dalend water hebben.

- c) Het getij : een tijkromme is weergegeven in fig. II 52.
 De tijgegevens zijn afkomstig van de tijpost te Hemiksem.
 Het tijamplitudo bedroeg 4m65 à 4m70. We mogen dus aannemen dat de metingen verricht werden gedurende een periode met een gemiddeld tij (4m77). Bij springtij bedraagt de amplitudo op deze plaats 5m78, bij doodtij 4m05.
- d) Stroomsnelheden : de evolutie van de stroomsnelheid, respektievelijk op 6m onder het oppervlak en op 1m25 en 0m50 van de bodem gemeten is in figuur II 52 weergegeven in functie van de tijd. We zien hierbij dat de stroomsnelheid vrij vlug oploopt naar een maximale waarde (ongeveer 0m50/sec tegen de bodem en meer dan 0m80/sec op 6m onder het oppervlak) om vervolgens vrijwel konstant te blijven tot aan het einde van het getij. Tegen het einde van de vloed bedraagt de stroomsnelheid ongeveer 1m/sec op 6 m onder het oppervlak. De snelheidstoename is lager op 1 m van de bodem.

In fig. II 53 werden de acht gemeten snelheidsprofielen uitgezet volgens een logaritmische ordinaat : $\log z/H$ versus een arithmetrische snelheidsabscis.

5 van de acht profielen verlopen grosso-modo volgens een rechte lijn. De afwijkingen hiervan kunnen te wijten zijn aan omstandigheden tijdens de meting (onnauwkeurigheden, foutief afgelezen diepte, het verschil in tijd tussen het opmeten van de verschillende punten, bewegingen van het meetschip enz.)

Het vertikaal profiel, opgemeten om 15h15 bestaat uit twee rechten welke elkaar snijden op 50 % van de diepte.

Legende bij tabellen 27, 30, 32, 33, 36, 39

σ : Helling uitgedrukt in ‰

θ : Temperatuur uitgedrukt in graden Celsius

ρ : Dichtheid uitgedrukt in g/cm³

μ : Dynamische viscositeit uitgedrukt in poise x 10³

ν : Kinematische viscositeit

$U_{\pm}(1)$: Vrijvinssnelheid berekend volgens $U_* = \sqrt{gHS}$
uitgedrukt in cm/sec

$U_{\pm}(2)$: Wrijvingssnelheid berekend op basis van de stroomsnelheids-
verdeling volgens een verticale, uitgedrukt in cm/sec

$U_{\pm} \text{ INT}$: Signifikatie interval voor $U_{\pm}(2)$ uitgedrukt in cm/sec

τ_0 : Schuifspanning tegen de bodem berekend volgens $\tau_0 = \gamma HS$
uitgedrukt in dyne/cm²

ρ_{HO} : nauwkeurigheidskoefficient voor de waarde van $U_{\pm}(2)$

Uur	S %	°C	δ	$10^3 \mu$	$10^3 \nu$	$U_{*}^{(1)}$	$U_{*}^{(2)}$	U_{*INT}	ϵ_0	RHO
09h10	0.037	18,5°	1,0019	10,55	10,33	7,24				
10h10	0.037	"	1,0015	10,52	10,36	7,05				
10h50		"					6,60	3.80	43,60	0.75
11h00	0.027	"	1,0009	10,50	10,40	5,78				
11h40		"					6,30	2.00	39,72	0.92
12h00	0.020	"	1,0005	10,49	10,45	4,79				
13h10	0.027	"	0,9980	10,47	10,49	5,39	5,10	1.40	25,45	0.94
14h00		"					6,10	1.80	37,10	0.94
14h10	0.020	"	0,9960	10,46	10,50	4,50				
15h10	0.020	"	0,9940	10,45	10,51	4,38				
15h15		"					4,50	3.40	20,11	0.73
16h10	0.053	"	0,9910	10,45	10,54	7,37				
17h10	0.020	"	0,9960	10,46	10,50	4,72				
17h30		"					4,60	0.90	21,16	0.96
18h10	0.020	"	1,0000	10,48	10,48	4,88	3,50	0.80	12,25	0.94
18h20	0.020	"	1,0003	10,49	10,45	4,97				
19h20	0.043	"	1,0009	10,50	10,40	7,60	6,00	1.30	36,01	0.94

STANDPLAATS: HOBOKEN (28/7/1967)

Tabel 27

De onderste rechte is vrijwel een verticale en wijst dus op een zeer geringe verandering van de stroomsnelheid in de onderste waterlagen. De snelheidsverandering is echter zeer groot in de bovenste helft. Dit profiel werd opgemeten 30' voor stroomkentering van eb. Vermoedelijk hebben we hier te doen met een afremming van de onderste waterlagen door de aankomende vloedwaters.

Het vertikaal profiel dat opgemeten werd om 10h50 vertoont afwijkingen welke te groot zijn om nog een interpretatie toe te laten.

- e) Zoutgehalte en temperatuur : de variatie in het zoutgehalte weergegeven in fig. II 52 is deze welke gemeten werd op 6m onder het oppervlak. Het zoutgehalte varieert tussen 0,75 g/l en 4,00 g/l. De maximale en minimale waarden komen voor ongeveer 30' na hoog of laag water.
- Gedurende de ganse meetperiode bleef de temperatuur (eveneens 6m onder het oppervlak gemeten) vrijwel konstant, namelijk $18,5^{\circ}\text{C}$.
- f) Dichtheid, dynamische- en kinematische viscositeit : de dichtheid en de viscositeit werden bepaald aan de hand van tabellen, in functie van het zoutgehalte en de temperatuur (tabel 27). De dichtheid is maximaal, (0.991) bij laag water, en minimaal bij hoog water (1,0020). Het dichtheidsverschil bedraagt 0,011 of ongeveer 1% ten opzichte van de maximale waarde.
- De variatie van de dynamische viscositeit bedraagt 0,009 poise of ongeveer 0,85%. Uit tabel blijkt dat de kinematische viscositeit een variatie vertoont van 0,0011 of ongeveer 1,05%.
- g) Wrijvingssnelheden en schuifspanningen tegen de bodem : de resultaten van deze parameters zijn weergegeven in tabel 27. Van de 8 metingen waren er 6 met een RHO -waarde groter dan 0.92 (cfr inleiding). De waarde van U_{*INT} bedraagt van 0.8 tot 3.5 cm/sec. $U_{*}(1)$ is bijna steeds kleiner en benadert vrij sterk de $U_{*}(2)$ waarde. De grootste afwijking van een rechte treft men aan rond tijkentering van laag water (vertikale van 15H15).
- De stroomsnelheden in de onderste 50% van dit profiel zijn zeer laag ($U_{*}=0.7$ cm/sec), terwijl aan de oppervlakte vrij grote stroomsnelheden voorkomen. Men zou dit verschijnsel kunnen verklaren door te veronderstellen dat de vloedactiviteit zich reeds doet gevoelen in de onderste waterlagen en deze vertraagt, terwijl de ebstroom langs boven sneller wegstroomt. De schuifspanning tegen de bodem varieert van 12 tot 44 dynes/cm².

h) Sedimentkoncentratie : in fig II 52 is de sedimentkoncentratie, uitgedrukt in mg/l, weergegeven op 6m onder het oppervlak en op 1m25 en 0m50 van de bodem. Gedurende het grootste gedeelte van de meetperiode bedroeg de sedimentkoncentratie ongeveer 200 mg/l op 6m onder het oppervlak en 500 mg/l in de onderste waterlagen. Twee minima komen voor, namelijk rond de stroomkentering van vloed en van eb. Hierbij daalt de troebelheid tot op meer dan de helft van de gemiddelde waarde. In beide gevallen worden deze minima opgevolgd door een sterke suspensietoename bij het inzetten van de stroomsnelheid (10h45 en 18h00). Vooral bij het inzetten van de ebstroom is er een belangrijk maximum in de onderste waterlagen (meer dan 1000 mg/l). Tevens korresponderen deze maxima met een periode welke juist volgt op het voorkomen van hoge waarden voor de schuifspanning en de wrijvingssnelheid tegen de bodem.

Zet men de sedimentkoncentratie uit tegenover een log z/H ordinaat (fig II 53) dan bemerkt men duidelijk dat de hoogst sedimentkoncentraties steeds waargenomen worden in de onderste 10% van de diepte, terwijl het eveneens in deze zone is dat de grootste variaties in sedimentkoncentratie optreden. Tussen 10 en 20% van de diepte treedt vervolgens een sterke daling in het sedimenttransport op. In de bovenste waterlagen zijn de suspensie-waarden minder belangrijk (minder dan 200 mg/l) terwijl variaties in sedimentkoncentratie eerder gering zijn.

i) Analysen :

1) Korrelgrootte - bodemonsters

Een overzicht van het bodemsediment in de omgeving van de meetplaats werd reeds gegeven bij de bespreking van de bodemsedimenten tussen de Rupelmonding en de rede van Antwerpen (monster M8).

Op de meetplaats werd eveneens een bodemonster genomen (B14) (cfr tabel 28). Het analyseresultaat hiervan is weergegeven in fig II 54 en tabel 11 samen met monster M8 dat aan de rechterkant van het vaarwater genomen werd.

(zie eveneens fig II 51). Het bodemsediment in deze omgeving bestaat uit een fijn grijsgroen zand met schelprestjes, grijze kleiëitjes en enkele witte platte kwartsgrindjes. Deze laatste zijn veel voorkomend in het kwartaire basisgrind dat in de omgeving aangetroffen wordt.

De gemiddelde korrelgrootte bedraagt 160 μ (Md) en 153 μ (M) voor monster B14 en 127 μ (Md) en 122 μ (M) voor monster M8. Dit laatste monster is dus iets fijner zoals eveneens uit de korrelgrootteverdelingskromme blijkt. Het middestuk van deze kromme vertoont een vrij goede sortering ($S_o = 0.37$ voor monster B14 en 0.48 voor monster M8). De frakties grover dan 250 μ zijn voor minder dan 5% aanwezig, 1500 m verder stroomopwaarts nochtans beslaan deze frakties meer dan 50 % van het bodemsediment. De zeer grove staart welke voorkomt in monster M8 kan als een bijmenging van laatstgenoemde grovere sediment gezien worden.

In de fijnere frakties vertonen de krommen een knik naar rechts respectievelijk bij 100 μ (B14) en 86 μ (M8). Voorbij deze knik komt nog slechts 5 à 8% van het sediment voor. Een gedeelte hiervan is aanwezig als kleikeitjes ofwel als coatings rond de sedimentkorrels. Deze knik naar rechts komt eveneens voor bij enkele monsters van de M-serie (cfr vroeger) namelijk M12, M13 en eveneens M11. Al deze monsters werden stroomopwaarts van M8 en B14 genomen. Vermoedelijk stemt dit overeen met een toename aan de silt en kleifrakties in stroomafwaartse richting. De stroomopwaarts genomen monsters vertonen alleen een vrijwel rechtlijnig verloop.

De goede overeenkomst tenslotte tussen monster B14 en M8 laat verder veronderstellen dat de korrelgrootteverschillen in dit dwarsprofiel, van geringe aard zijn.

2) Korrelgrootte - suspensie monsters.

Twee suspensie monsters werden onderzocht (fig II 53 en tabel 28).

Het gesuspendeerde sediment in deze bovenste waterlagen blijkt hoofdzakelijk uit silt en klei te bestaan (85 à 90% is fijner dan 62 μ) terwijl ongeveer 20% (S50) en 30% (S51) fijner zijn dan 2 μ . Het zandgehalte bedraagt 10 à 20% boven 62 μ en 20 à 30% boven 44 μ .

In hoeverre we hieruit mogen afleiden dat deze monsters representatief zijn voor het suspensiesediment dat vanuit de bovenloop aangevoerd wordt is niet gans duidelijk. Nochtans wordt het zandgehalte van beide monsters uitgezet in functie van de sedimentconcentratie, (fig II 49) dan zijn deze in overeenstemming met de waarden bekomen door della Faille voor monsters genomen te Gentbrugge.

3) Kalk-, Glauconiet-, en Humusgehalte.

Het kalkgehalte van de bodemonsters bedraagt 1,75% (B14) en 5% (M8).

Het hogere kalkgehalte van monster M8 is te wijten aan en groter gehalte aan schelprestjes.

Het glauconietgehalte van beide monsters bedraagt respectievelijk 7% en 10,84% (tabel 24).

Het suspensiesediment is opvallend rijker aan kalk namelijk 10,50% (S51) en 11% (S50) (tabel 29).

Van het gesuspendeerde sediment werd eveneens het humusgehalte bepaald en uitgedrukt in %-C (koolstof). We zien hier dat aan de oppervlakte een tweemaal grotere concentratie aan koolstof voorkomt (S51: 4,55%) dan op 6m onder het oppervlak (S50: 2,55%).

Beschrijving der monsters.

- B I4 HOBOKEN 28/7/1967
 51°10'02" N
 4°19'45" E
 Linkerkant vaarwater.
 fijn grijs zand met schelprestjes, weinig klei maar wel enkele kleikeitjes.
- S 50 Zelfde plaats.
 Suspensiemonster - genomen met centrifugue 6m onder het oppervlak.
- S 5I Zelfde plaats.
 Suspensiemonster genomen met centrifuge

Tabel 28

n°	Md	M	M	So	Sk	kalk	C
BI4	I60	I62	2.63	0.35	-0.03	I.75	.
S50	II.00	2,55
S5I	IO,50	4,55

Tabel 29

4. SEDIMENTTRANSPORT-METINGEN IN DE OMGEVING J.F. KENNEDY-TUNNEL (1964-1968)

Ter gelegenheid van het voorbereidend onderzoek voor de bouw van de nieuwe E3 Tunnel (J.F. Kennedy-Tunnel) werd een studie uitgevoerd betreffende het sedimenttransport in de omgeving van de bouwplaats, door het Danish Institute of Applied Hydraulics (D.I.A.H.). We geven hierna in het kort de voornaamste gegevens van dit onderzoek weer voor zover deze, in het kader van onze eigen studies, belangrijk zijn. In november 1967 werd eveneens een kort onderzoek uitgevoerd aan de ingang van het bouwdok van de tunnelementen door Ir. J.J. Peters, van het Waterbouwkundig laboratorium te Borgerhout. Ook deze resultaten worden in volgende paragrafen behandeld. Dit onderzoek vond plaats nadat men, bij het open stellen van dit bouwdok, hierin een snelle aanslibbing vastgesteld had.

A. Sedimenttransport-metingen.

De hierna besproken sedimenttransport-metingen van het D.I.A.H. werden uitgevoerd op vier meetpunten (C1-C2-C3-C4) (fig II 54 en 55). Er werd steeds gedurende 13 uren gemeten en de meetdagen werden zo gekozen dat de metingen plaats vonden hetzij gedurende een springtij, hetzij gedurende een doottij.

In plaats nu van alle meetresultaten hier weer te geven, hebben we het volgende geacht om alleen de suspensiedichtheden op 1 m van de bodem te vermelden en dit voor de verschillende meetpunten, telkens voor een springtij en een doottij (fig II 56 en 58).

Bij het vergelijken van deze resultaten kunnen we volgende opmerkingen maken :

- Gedurende een springtij zijn de suspensie-koncentraties tegen de bodem hoger dan voor een doottij, op hetzelfde meetpunt. Daarbij zijn de schommelingen in de suspensiekoncentratie eveneens belangrijker bij een springtij.
- Op de vier meetpunten zijn de concentraties aan gesuspendeerd sediment steeds hoger bij eb dan bij vloed. Het verschil is opnieuw meer uitgesproken bij een springtij.
- Het is niet noodzakelijk zo dat het hoogste tijamplitudo eveneens het grootste sedimenttransport geeft. De verschillen in sedimentkoncentratie kunnen van tij tot tij uiteenlopend zijn. Zo zien we bijvoorbeeld dat de meting van 19-1-1965 op punt C2(amplitudo 5m93) een veel lagere sedimentkoncentratie aantoonde dan de meting van 5-11-1964, met een amplitudo van 5m 13.

- Wanneer we het verloop van de suspensiekoncentratie over de periode van een gans tij beschouwen kunnen we onderscheid maken tussen de meetpunten C1 en C2 enerzijds en C3 en C4 anderzijds. Vergelijken we hiervoor de metingen verricht gedurende een springtij. Op laatstgenoemde meetpunten zien we bijna onveranderlijk een sterke daling in de sedimentkoncentratie optreden ongeveer 1 à 2 uur na hoog water. Welnu dit minimum komt nooit voor op meetpunten C1 en C2. Er komen op deze punten minima en maxima voor in het sedimenttransport, maar deze zijn niet regelmatig verspreid.

Deze minima en maxima zijn niet op dezelfde wijze aanwezig in meetpunten C3 en C4. Het sedimenttransport vertoont op laatstgenoemde punten een regelmatig verloop. Verder zien we op meetpunten C1 en C2 dat er ongeveer 1 uur voor hoog water een toename in het sedimenttransport optreedt, waarna de concentratie aan gesuspendeerd materiaal vrijwel hoog blijft tot 6 à 7 uur na hoog water.

Het kan echter eveneens gebeuren dat bovengenoemd maximum in de turbiditeit reeds 1 uur na hoog water afneemt. We zien dus dat wel de toename aan turbiditeit regelmatig plaats vindt terwijl de afname verschillend is naargelang de omstandigheden. Op meetpunt C3 komt eveneens een piekwaarde in het sedimenttransport voor, welke op bovengenoemd tijdstip inzet maar bijna onmiddellijk daarop weer daalt, zoals we reeds hoger beschreven hebben. Zowat 3 uur na hoog water treedt vervolgens een nieuwe toename in het sedimenttransport op. Op meetpunt C4 is de eerste piekwaarde afwezig, maar kan wel een toename optreden ongeveer 3 uur na hoog water. De suspensiekoncentraties zijn hier echter opvallend lager dan deze waargenomen meer naar het midden van de rivier.

De metingen, uitgevoerd door Ir.J.J. Peters in november 1967 aan de ingang van het bouwdok van de Tunnelelementen, betroffen voornamelijk stroomsnelheid en -richting, evenals geleidbaarheidsmetingen van het water. Deze metingen werden verricht gedurende een springtij (amplitudo 5m06, 5m57 en 5m64).

Ir. J.J. Peters kwam hierbij tot de vaststelling dat er een zoutwig voorkomt, welke vanuit de Schelde in het bouwdok reikt en de watercirkulatie bepaald. In fig. II 59 zijn de resultaten van de stroommetingen uitgezet ten opzichte van het uur van hoog water te Antwerpen.

Tevens hebben we bovenaan een schematisch beeld getekend van het sedimenttransport op 1m van de bodem zoals we dit kunnen afleiden uit de metingen van het D.I.A.H. voor een overeenkomstige periode met een hoog tijamplitudo en een verondersteld hoog sedimenttransport.

We willen hierbij nu doen opmerken dat de grootste stroomsnelheden in de richting van het bouwdok voorkomen voor, en bij het begin, van de periode van hoog sedimenttransport in de rivier. Gedurende het grootste gedeelte van de tijd dat de stroming tegen de bodem in de richting van het bouwdok wijst is de sedimentconcentratie in de rivier eerder laag. Hierbij moeten we er nu nogmaals op wijzen dat zelfs bij springtij de suspensiekoncentraties sterk afnemen naar de linker Schelde-Oever toe. (fig. II 58 meetpunt C4).

Het lijkt ons nochtans interessant om de bodemkonfiguratie op het ogenblik van de metingen verricht door het D.I.A.H. (fig II 54) te vergelijken met deze op het ogenblik van de metingen van Ir. J.J. Peters. Zoals we duidelijk zien was de configuratie op beide tijdstippen totaal verschillend. De sleuf, welke in 1976 gebaggerd werd heeft zonder de minste twijfel eveneens het sedimenttransport in grote mate beïnvloed. Merken we tenslotte nog op dat de baggerwerken welke in verband met het uitbaggeren van de tunnelsleuf aan de gang waren op hun beurt een grote invloed moeten gehad hebben op het sedimenttransport in deze periode.

B. Korrelgrootte-analysen.

1. Bodemsedimenten.

Naast de bestaande bodemkaart van A. Bastin welke tot juist stroomafwaarts van de nieuwe tunnel reikte (fig. II 54), werden een aantal bodemonsters genomen door het D.I.A.H. volgens een dwarsprofiel in de lengteas van de nieuwe tunnel. In het sediment, dat afgezet werd in het bouwdok, nadat dit in open verbinding met de rivier kwam te staan, werd door Ir. J.J. Peters een boring uitgevoerd, waarvan we eveneens de korrelgrootteverdeling bestudeerd hebben. (fig. II 54).

Volgens de metingen van het D.I.A.H. bestaat de bodemsamenstelling in het dwarsprofiel volgens de lengteas van de tunnel, uit fijn zand aan de linkerkant van de geul en uit klei in het diepste gedeelte van de vaargeul. Vergelijkt men deze situatie met de bodemkaart van Bastin, dan bestaat er blijkbaar een goede overeenkomst. Het slib echter is in het dwarsprofiel boven de tunnel, niet vermeld.

Monster C8 nochtans genomen tussen monster C1 en C7 (fig II 54) had een mediaanwaarde van 90 μ en bevatte vrij veel klei. Dit monster ligt in de verlenging van de door Bastin vermelde slibvlek, zodat we kunnen aannemen dat deze slibzone doorloopt. De grens zand - klei, zoals vermeld in het rapport van het D.I.A.H. zal dus wel veel te eenvoudig opgevat zijn.

In fig. II 60 zijn de korrelgrootteverdelingskrommen weergegeven van de zandmonsters welke onderzocht werden door het D.I.A.H. (klei en slibmonsters werden in het rapport niet gepubliceerd). Reeds een eerste vergelijk van deze resultaten toont aan dat het sediment verfijnt naar de linker over toe. De mediaanwaarde van deze sedimenten neemt af van 160 μ naar 120 μ . De silt en kleifrakties anderzijds nemen toe van 1 tot ongeveer 20 %.

Zoals verder blijkt bij het korrelgrootteonderzoek van de monsters welke op de slikke van de linkeroever genomen werden, gaat deze verfijning door tot tegen de schorren (cfr profiel ba fig II 10). Het sediment dat zich in het bouwdok afgezet had werd onderzocht aan de hand van een boring uitgevoerd door J.J.Peters. Het betrof hier een sliblaag van zowat 2 m dikte welke op een zandbedding rustte. 16 monsters werden op hun korrelgrootte samenstelling onderzocht. De resultaten hiervan zijn weergegeven in fig. II 61-62. Uitgezet volgens een verticale (fig II 67) bemerken we dat de zand - silt - klei verhouding min of meer konstant is. Het zandgehalte neemt eerder toe naar onder, terwijl het klei gehalte praktisch niet veranderd. Uit de korrelgrootteverdelingskrommen kunnen we verder afleiden dat het vooral de fraktie boven de 124 μ zijn welke afnemen. Alle onderzochte krommen vallen verder samen in een smalle strook welke bepaald wordt door kromme 6 en 19.

Tenslotte kunnen we nog het verloop van de densiteit in deze sliblaag vermelden. Deze werd bepaald door Ir.J.J.Peters (fig II 61). Het densiteitsverloop neemt geleidelijk toe van minder dan 1.2 tot meer dan 1.3. Schommelingen in de densiteit kunnen ondermeer toegeschreven worden aan de korrelgroottevariaties zoals duidelijk te zien is in fig II 61.

2. Suspensie sediment

Door het D.I.A.H. werden een serie suspensie monsters onderzocht op hun korrelgroottesamenstelling.

Deze monsters werden met een onderdompelfles (type fles Richard) genomen, zodat steeds ongeveer 1 à 2 liter water onderzocht werd. In fig II 62 worden deze analyseresultaten uitgezet op de door ons gebruikelijke wijze. Opvallend hierbij is dat bijna alle krommen in de zandfractie vrij steil afgesneden zijn. We stellen ons hierbij de vraag of dit niet aan de monstername te wijten is.

Afgezien daarvan kunnen we enkele opmerkingen maken bij het vergelijken van de verschillende resultaten.

- De monsters genomen op meetpunt C1 bij doodtij zijn overwegend fijner dan deze genomen bij springtij op dezelfde plaats. Dit komt tot uiting door een vergelijk van de mediaanwaarden. Dit onderscheid kan wel gemaakt worden op meetpunt C3, maar het is daar veel minder uitgesproken bij springtij.

- Bij zelfde tijamplitudo blijkt het suspensiesediment steeds fijner te zijn boven meetpunt C1 dan boven meetpunt C3. Op dit laatste meetpunt is er zoals gezegd geen verschil tussen doodtij en springtij. Hieruit volgt dus dat de korrelgroottegradient van C1 naar C3 het meest uitgesproken zal zijn bij een dood tij.

- Alleen de suspensiemonsters, genomen boven meetpunt C1 bij doodtij, vertonen een goede overeenkomst met het sediment dat afgezet werd in het bouwdok.

We menen dus te mogen besluiten dat boven een zandbodem (C3) een grovere suspensie aangetroffen wordt dan boven een slibbodem, en dat gedurende een springtij een grotere vermenging van het sediment optreedt dan bij een dood tij.

SEDIMENT-METINGEN TUSSEN ANTWERPEN EN BATH

1. Kontinue metingen op standplaats : OOSTERWHEEL I

a) Datum : 10 juli 1967

b) Lokalisatie van het meetpunt : $51^{\circ}14'21''$ N

$04^{\circ}22'14''$ E

Linkerkant vaarwater

n.b.: Deze plaats is 1200 m stroomafwaarts gelegen van dwarsprofiel

"76 km560 - stroomopwaarts monding" (Valcke E, 1966)

Een dwarssektie wordt gegeven in fig. II 63 met aanduiding van de monstername (uitleg cfr meetplaats HOBOKEN).

c) Het getij : Een tijkromme op het ogenblik van de metingen is gegeven in fig. II 64. De tijgegevens zijn afkomstig van de tijpost te Antwerpen (loodsgebouw).

Het tijamplitudo bedroeg 5m25. Voor een gemiddelde tij in 1950 op deze plaats was het amplitudo 4m67, terwijl voor een springtij 5m76 vastgesteld werd. Het tijamplitudo moet dus als zeer hoog beschouwd worden.

d) Stroomsnelheden: in fig. II 64 is de evolutie van de stroomsnelheid weergegeven op 6m onder het wateroppervlak en op 1m25, respectievelijk op 0,50m van de bodem. De metingen na 16h00 zijn niet meer betrouwbaar gezien het schip afgedreven was en niet meer op dezelfde plaats gemeten werd. De resultaten van de snelheidsprofielen, uitgezet volgens een log z/H ordinaat tonen aan dat gedurende de ganse ebperiode de punten vrij goed op een rechte gelegen zijn. De metingen tijdens de vloed tonen een zeer grote vertraging van de stroomsnelheid in de bovenste 30 % van de diepte aan. In de onderste waterlagen liggen de meetpunten opnieuw op een rechte. De grootste afwijkingen in de bovenste waterlagen komen overeen met de maximale waarden in de helling van het wateroppervlak.

e) Zoutgehalte en temperatuur : Het zoutgehalte, gemeten op 6m onder het wateroppervlak varieerde tussen 1,80 g/l onmiddellijk na laag water en 7,00 g/l na hoog water. Het verschil in zoutgehalte bedroeg dus 5,2 g/l. De temperatuursvariatie op dezelfde diepte gemeten bedroeg 1°C en varieerde tussen 17°C en 18°C . Het zoetere water blijkt warmer te zijn dan het zoutere (resultaten in tabel 30 en fig. II 64).

f) Dichtheid, dynamische- en kinematische viskositeit: De dichtheid varieerde in deze omgeving tussen 1,000 en 1,0050 (tab.30) of een verschil van ongeveer 0,5%. Het dichtheidsverschil is kleiner dan op standplaats Hoboken. De dichtheid zelf is groter.

De variatie van de dynamische viskositeit bedraagt 0,43 (ongeveer 4%). De kinematische viskositeit varieerde met een bedrag van 0,37, kleiner dus dan de dynamische viskositeit.

In vergelijking met standplaats Hoboken zijn de viscositeiten dus niet alleen hoger, maar ook de variatie is groter.

g) Wrijvingssnelheden en schuifspanningen tegen de bodem : 7 vertikale profielen werden opgemeten (Fig. II 65) Hiervan gaven 6 een RHO -waarde groter dan 0.93 $U_*(2)$ bedraagt hier 5.6 à 8.2 cm/sec. (tabel 30). Afwijkingen van een verticale komen vooral voor tegen de bodem, waar bijna steeds een te hoge stroomsnelheid gemeten werd. In één geval (vertikale 13h54) komt in de onderste 70% van het profiel een rechte voor welke in tegengestelde zin helt als deze door de punten van de bovenste 30%. We kunnen dit profiel dan ook voorstellen als samengesteld uit twee rechten welke zich op 30% van de diepte snijden.

Een analoge situatie werd eveneens in andere metingen waargenomen; de waarde voor $U_* INT$ situeert zich tussen 0.8 en 1.3 cm/sec. Het verschil tussen $U_*(1)$ en $U_*(2)$ is voor al de verrichte metingen vrij groot (uitgenomen verticale 10h15) $U_*(2)$ is steeds hoger dan $U_*(1)$. De schuifspanningen tegen de bodem bedragen tussen 12 en 68 dynes/cm².

h) Analysen :

1. Korrelgrootte bodemmonsters.

Uit de bodemkaart van A. Bastin weten we dat in de omgeving van de meetplaats zowel zand als klei en slib aanwezig zijn. Het zand bevindt zich naar de rechterkant van de rivier toe, terwijl op de meetplaats zelf eerder een slibrijk sediment aanwezig is. De gegevens worden dóór enkele monsters, genomen in 1970 (M 15 tot M 17, tabel 31), opnieuw bevestigd. Er werden hier geen nieuwe analyses uitgevoerd.

2. Suspensie monsters.

Drie suspensie monsters werden onderzocht (fig. II 63). Ze werden genomen op 14% (S17) en op 33% van de diepte (S18 en S20). S17 en S18 werden genomen bij eb, S20 bij vloed. Het verschil tussen de monsters is zeer gering. Allen bevatten ze zeer weinig zand (minder dan 5 à 10 %) en bevatten ze meer dan 40% klei (kleiner dan 2 μ). Alleen monster S17 bevat ongeveer 1% zand grover dan 250 μ (kwarts, enkele kleine zandsteentjes, steenkoolrestjes, geen glauconiet of glimmers). De aanwezigheid van deze fraktie beïnvloedt het algemeen verloop van de kromme, welke daardoor een uitloper krijgt in de grovere frakties. Monsters S18 en S20 bevatten geen sediment grover dan 175 μ . Er is dus wel een ietwat hoger zandtransport in de onderste waterlagen.

3. Kalk en humusgehalte.

Het kalkgehalte van deze monsters bedraagt respectievelijk S17 : 11,75%; S18: 11,25%; S20: 9,00%. Het monster genomen bij vloed heeft dus een lager kalkgehalte.

Het koolstofgehalte bedroeg 3,45 à 3,75% wat met 7 à 8% humusmateriaal overeenstemt.

i) Sedimentconcentratie: De resultaten zijn weergegeven in fig. II 64 en 65.

Alhoewel we over geen betrouwbare metingen beschikken na 16h00, kunnen we toch opmerken dat er een duidelijk verschil bestaat tussen de sedimentconcentratie bij het eerste gedeelte van de vloed en dit gedurende de ebperiode. In deze laatste periode is de suspensiekoncentratie namelijk 2 à 4 x zo hoog (2.000 mg/l tegen de bodem en 400 tegen 200 mg/l op 6m onder het oppervlak). De maximale concentraties werden tegen het einde van de eb waargenomen. Er is geen onmiddellijk verband waar te nemen tussen de schuifspanningswaarden en de sedimentconcentratie in de onderste waterlagen.

De verdeling van de suspensie in een verticale uitgezet volgens een log z/H ordinaat (fig. II 65) toont aan dat de grootste variatie aan suspensie plaats vindt in de onderste 10 à 20% van de diepte. Variaties in de bovenste waterlagen zijn minder belangrijk. Hetzelfde verschijnsel werd eveneens vastgesteld voor de metingen te Hoboken.

Uur	S‰	°C	f	$10^3 \mu$	$10^3 \nu$	U*(1)	U*(2)	U*INT	τ_o	RHO
07h00	0	17,00	1,0050	11,05	10,99	4,10				
07h30	0.013	17,00	1,0048	11,04	10,98	4,04	6,50	1.30	42,45	0.95
08h00	0.013	17,00	1,0039	11,00	10,93	3,97				
09h00	0.007	17,00	1,0030	11,00	10,96	2,69				
09h30	0.007	17,00	1,0025			2,56	5,60	0.80	31,44	0.98
10h00	0.017	17,50	1,0020	10,72	10,69	4,16				
10h35	0.013	17,50	1,0015	10,71	10,68	3,67	6,30	1.30	39,65	0.93
11h00	0.009	18,00	1,0010	10,65	10,63	2,97				
11h35	0.007	18,00	1,0007	10,64	10,63	2,48	8,20	0.80	67,29	0.99
12h00	0	18,00	1,0003	10,63	10,62					
12h38	0	18,00	1,0000	10,62	10,62		7,80	0.80	60,84	0.99
13h00	0.053	18,00	1,0000	10,62	10,62					
13h30	0.033	18,00	1,0001	10,62	10,62					
14h00	0.033	18,00	1,0002	10,63	10,62	5,81	4,00	4.10	16,00	0.59
15h00	0.013	18,00	1,0008	10,65	10,64	3,72				
15h30		18,00	1,0011	10,70	10,68					
16h00	0.033	18,00	1,0016	10,71	10,69		6,50	1.30	42,32	0.95
16h30		18,00	1,0020	10,72	10,69	6,36				
17h00	0.033	18,00	1,0025	10,72	10,69					
18h00	0	17,50	1,0035	10,73	10,69					

STANDPLAATS: OOSTERWEEEL (10/7/1967)
(legende: cfr tab. 27)

Tabel 30

S I7	Oosterweel - IO juli I967 Suspensiemonster - Im25 van de bodem - IOh35
S I8	Oosterweel - IO juli I967 Suspensiemonster - 6m onder het oppervlak - I2hIO
S 20	Oosterweel - IO juli I967 Suspensiemonster - 6m onder het oppervlak - I5h20
M I5	Oosterweel - I3 juli I970 5I°I4'26" N 4°23'I5" E rechterkant vaarwater - bodem bruine en grijze siltige klei
M I6	Oosterweel - I3 juli I970 5I°I4'2I" N 4°23'04" E linkerkant vaarwater fijn zand met klei
M I7	Oosterweel - I3 juli I970 5I°I4'2I" N 4°22'20" E Slib.

Tabel 3I

II. Kontinue metingen op standplaats : OOSTERWHEEL II

- a) Datum: 1 september 1969
- b) Lokalisatie van het meetpunt: $51^{\circ}14'18''$ N
 $04^{\circ}23'00''$ E

Deze plaats ligt een weinig verder stroomopwaarts van vorig meetpunt.

- c) Het getij : De tijgegevens zijn afkomstig van de tijmeter Loodsgebouw te Antwerpen. Het tijamplitudo bedroeg 5m09 en 5m05. Het tijamplitudo was dus iets lager dan voor de metingen van 1967. We benaderen daardoor iets meer de waarden voor een gemiddelde tij (4m67).
- d) Stroomsnelheden: in fig. II 66 onderaan is alleen de stroomsnelheid op 1m van de bodem uitgezet en dit gedurende vloed (er werd niet gemeten tijdens eb). Deze stroomsnelheden komen in grootte vrij goed overeen met de metingen van 1967. Tijdens de metingen van 1969 nochtans komt een maximum van meer dan 1m/sec voor op het einde van de vloed, waar dit bij het begin van de vloed voorkwam in 1967.
- e) Sedimentconcentratie: Bovenaan in fig. II 66 zijn de verschillende opgemeten sedimentconcentraties in een vertikaal weergegeven. Daaronder vindt men het resultaat van de kontinue metingen op 1m van de bodem. Uit de kontinue metingen komen zeer duidelijk twee minima te voorschijn, welke gesitueerd zijn na de kentering van laag en hoog water. De suspensiedichtheid bedraagt hier 600 à 700 mg/l. Een derde minder uitgesproken minimum komt voor tijdens vloed (900 mg/l rond 17h00).

Het transport gedurende het laatste gedeelte van de eb is vrij hoog (1700 mg/l).

Tijdens vloed werden suspensiedichtheden bereikt van 1800 mg/l en zelfs 2000 mg/l.

Opvallend tijdens deze metingen was een verschijnsel dat we weergeven in fig. II 67 (uittreksel van de registratie tijdens de meting). Juist na kentering van eb (15h00) vertoonde het meetschip een aanzienlijke zijdelingse beweging (gieren), welke gepaard ging met een verandering in de registratie van de troebelheid.

Op de meetplaats zelf vertoonde de meetnaald sterke schommelingen en een hoge waarde, kwam het schip meer lateraal, dan daalde niet alleen de troebelheid, maar verdwenen tegelijkertijd de grote uitwijkingen van de meetnaald. Gedurende beide verschillende registraties werden bodemonsters genomen. Ook deze bleken verschillend te zijn. De lagere, uniforme, registratie vond plaats boven zand met grind en schelpen bodem, de grote schommelingen traden op boven een klei en slib afzetting.

We kunnen dit verschijnsel interpreteren wanneer we aannemen dat boven een slibveld een hoger transport plaats vindt in de vorm van dichte slibwolken (geflokuleerd slib?) terwijl boven zand een meer uniform zandtransport voorkomt.

In fig. II 68 werd de suspensiekoncentratie uitgezet volgens een log z/H ordinaat. Hieruit blijkt eens te meer dat in de meeste gevallen de concentratietoename het sterkst is tussen 10 en 20% van de diepte. In enkele metingen nochtans (bij het einde van de ebperiode) deed deze toename zich voor rond 50% van de diepte. In een enkel profiel verliep de toename zelfs volledig volgens een rechte (16h00).

III. Kontinue metingen op standplaats: BOERENSCHANS

a) Datum: 9 juli 1967

b) Lokalisatie van het meetpunt: $51^{\circ}15'03''$ N
 $04^{\circ}20'09''$ E

rechterkant vaarwater

Dit meetpunt is gelegen op een dwarsprofiel (fig. II 69), dat vrijwel overeenstemt met profiel "71Km560 - opwaarts monding" in stormvloeden op de Schelde D1 2.

c) Het getij: Een tijkromme is weergegeven in fig. II 70. Deze is opgenomen aan de tijmeter van Fort St. Marie. Het tijamplitudo bedroeg 4m80. Deze waarde stemt overeen met een gemiddelde tij voor 1950 (4m62). Gedurende een springtij bedraagt de amplitudo hier 5m70.

d) Stroomsnelheden: De stroomsnelheden 6m onder het wateroppervlak en op 0m50 respectievelijk 1m25 van de bodem zijn weergegeven in fig. II 70. De metingen gedurende vloed vertonen eenzelfde verloop als deze opgemeten bij profiel Oosterweel II, namelijk een vrij continue verloop gedurende het grootste gedeelte van het tij en een stijging op het einde. Het verloop gedurende eb is niet zo duidelijk omdat het lastig is de metingen van twee verschillende tijen aan elkaar te koppelen. In fig. II 71 werden de stroomsnelheidsprofielen uitgezet volgens een log z/h ordinaat. Bij het inzetten van de vloed is de snelheidsverdeling vrijwel een rechte (12h42). Daarna worden de afwijkingen steeds groter (13h42 en 14h30). Na 15h00 (er is hier eveneens een duidelijke knik in de tijkromme) vertoont de snelheidsverdeling een knik rond 60% van de diepte. Er komt hier een vrij grote vertraging aan de oppervlakte voor ten opzichte van de vlugger stromende onderste waterlagen. In deze onderste lagen is de snelheidsverdeling vrijwel een rechte (15h30 16h35). Op het einde van de vloed (na tijkentering is de snelheidsverdeling opnieuw volgens een rechte.)

Tijdens eb werden 4 snelheidsprofielen opgemeten. Een daarvan (11h12) vertoonde zeer grote afwijkingen. Ook de meting daarvoor (10h15) benadert slechts zeer vaag een rechte. Gedurende het eerste gedeelte van de daaropvolgende eb werd opnieuw een sterke afwijking van een rechte waargenomen (19h15). Ditmaal echter heeft men in de bovenste 60% een versnelling in de stroomsnelheid, zowel in de bovenste als in de onderste waterlagen beantwoordt de stroomsnelheidsverdeling aan een rechte.

We merken hierbij op dat op dit ogenblik ook de helling een zeer hoge waarde heeft. Een verband tussen beide verschijnselen is dus zeer waarschijnlijk. Het daaropvolgende snelheidsprofiel beantwoordt opnieuw aan een rechte.

- e) Zoutgehalte en temperatuur: Het zoutgehalte (fig. II 70) varieerde tussen 2,5g/l en 8,75 g/l. Het verschil bedraagt dus 6,25 g/l. De temperatuur varieerde tussen 16,6° en 17,5°C (een verschil dus van ongeveer 1°C). Het zoutere water heeft een lagere temperatuur.

- f) Dichtheid, dynamische en kinematische viscositeit: De dichtheid varieerde tussen 1,0006 en 1,0052 wat met een dichtheidsverschil van 0,0048 of 0,5% overeenstemt. De dynamische viscositeit had een minimale waarde van 0.0108 en maximaal 0.01115. Het verschil bedraagt dus 3,5%.

De variatie van de kinematische viscositeit was kleiner namelijk 0.0030 (of 3,0%).

- g) Wrijvingssnelheden en schuifspanning tegen de bodem: De resultaten zijn weergegeven in tabel 32. Voor dit meetstation zijn de resultaten minder goed dan in de vorige stations. Slechts 5 metingen gaven een RHO-waarde groter dan 0.91. Voor deze metingen is $U_*(2)$ gelegen tussen 2.20 en 7.50 cm/sec. Twee van de afwijkende meetresultaten tonen een sterke vertraging aan in de bovenste 30% van het profiel (vertikalen van 15h30 en 16h30). Voor de onderste 50% heeft de meting van 15h30 een $U_*(2)$ -waarde gelijk aan 3.9cm/sec en een RHO-waarde van 0.96. De verticale van 19h15 vertoont een versnelling in de bovenste 30 à 40% van het profiel. $U_*(2)$ is hier gelijk aan 4.8 cm/sec in het onderste gedeelte, terwijl RHO hier 0.99 bedraagt.

De waarde van U_{*INT} varieert tussen 0.6 en 1.3 cm/sec (voor de metingen met een RHO-waarde groter dan 0.91). Voor deze waarden zien we verder tevens een redelijke overeenkomst tussen $U_*(1)$ en $U_*(2)$. De schuifspanning tegen de bodem varieert tussen 4 en 56,52 dynes/cm².

- h) Sedimentconcentratie: De resultaten hiervan zijn weergegeven in fig. II 70. Zowel op 6m onder het oppervlak als tegen de bodem werden zeer lage sedimentconcentraties waargenomen (respectievelijk 150 à 200 mg/l en 200 à 300 mg/l). Na 19h00 nemen de concentraties tegen de bodem in sterke mate toe. Dit gaat gepaard met een toename in de helling van het wateroppervlak. Uitgezet volgens een log z/H ordinaat (fig. II 71) zijn vooral de twee laatste vertikalen belangrijk. We zien hier dat de toename het sterkst is in de onderste 10% van de diepte.

Dit blijkt eveneens, maar veel minder uitgesproken in de profielen van 13h00 en 16h00. In de twee overige profielen is de sedimentverdeling vrijwel uniform voor de ganse diepte. In tegenstelling dus tot vorige meetplaatsen is het sedimenttransport hoofdzakelijk tegen de bodem (onderste 10% van de diepte) gekoncentreerd.

i) Analysen:

1. Korrelgrootte-bodemmonsters.

Een monster genomen op de plaats van de meting (B2) bestond uit een fijn zand met slib. De korrelgrootteanalyse (fig. II 69) toont aan dat we ongeveer 40% zand (boven 62 μ) en 25% klei (beneden 25 μ) hebben. De mediaan waarde is rond 40 μ gelegen.

2. Korrelgrootte van suspensiemonsters.

Vier monsters werden onderzocht, de korrelgrootteverdelingskrommen zijn weergegeven in fig. II 69.

Tussen de monsters genomen aan de oppervlakte (S12 en S14) en deze genomen tegen de bodem (S11 en S13) bestaan geen grote verschillen. De korrelgrootteverdelingskrommen benaderen een rechte lijn, welke een knik vertoont bij 25 μ . Het zandgehalte bedraagt 10 à 15%, het kleigehalte (2 μ) 25 à 40%.

Kromme S13 wijkt in de grovere frakties sterk af van de andere krommen, omwille van zijn laag zandgehalte (minder dan 5%). In vergelijking vorige standplaats (Oosterweel) is het suspensiesediment hier zandiger.

Uur	S %	°C	δ	$10^3/\mu$	$10^3\nu$	U*(1)	U*(2)	U*INT	T ₀	RHO
10h15	0,013	17,00	1,0020	10,94	10,91	3,68	3,80	1.40	15,24	0.94
11h12	0.001	17,25	1,0013	10,87	10,86	1,11	2,70	3.70	7,30	0.48
12h42	0.012	17,55	1,0006	10,80	10,79	4,08	2,20	0.60	4,84	0.92
13h42	0.007	17,50	1,0012	10,80	10,79	2,67	3,10	1.50	9,31	0.81
14h30	0.011	17,30	1,0020	10,86	10,84	3,53	1,30	0.90	1,69	0.75
15h30	0.027	17,20	1,0029	10,93	10,90	5,78	3,90	1.30	15,25	0.96
16h35	0.001	16,80	1,0040	11,06	11,02	1,42	2,50	3.00	6,28	0.42
17h37	0.021	16,60	1,0052	11,15	11,09	5,41	5,40	1.00	29,32	0.95
19h15	0.053	16,80	1,0048	11,10	11,05	8,17	7,50	2.10	56,52	0.91
20h30		17,00	1,0036	10,95	10,91		3,50	1.70	12,29	0.80

STANDPLAATS: BOERENSCHANS (9/10/1967)
(legende: cfr tab. 27)

Tabel 32

IV. Kontinue metingen op standplaats: FORT DE PAREL

a) Datum: 8 juli 1967

b) Lokalisatie van het meetpunt : $51^{\circ}16'06''$ N

$04^{\circ}18'18''$ E

rechterkant vaarwater.

Dit meetpunt is een 100-tal meter stroomopwaarts gelegen van de dwarssectie "66km560 - stroomopwaarts monding". (Valcke E., 1966)

Een dwarsprofiel is weergegeven in fig. II 72. Hierop zijn eveneens de genomen monsters gelokaliseerd.

c) Het getij : De tijkromme, waargegeven in fig. II 73 bovenaan, is gebaseerd op de waarnemingen van de tijpost Fort St Marie.

Het tijamplitudo bedroeg hier ongeveer 5m30. Deze waarde is gelegen tussen de waarde voor een gemiddeld tij (4m60) en een springtij (5m67). Beide laatste waarden hebben betrekking op de gemiddelden voor 1950.

d) Stroomsnelheden: De resultaten van de stroomsnelheidsmetingen zijn weergegeven in fig. II 73. Gedurende het grootste gedeelte van de vloed konden geen stroomsnelheidsmetingen verricht worden.

In fig. II 74 zijn de stroomsnelheidsvertikalen uitgezet volgens een log z/h ordinaat. Zoals men kan opmerken komen de meeste vertikalen vrij goed met een rechte overeen. Twee uitzonderingen komen nochtans voor, namelijk de metingen van 15h35 en 16h35. Vooral de eerste meting vertoont een zeer grote onregelmatigheid, in de verdeling van de stroomsnelheid.

e) Zoutgehalte en temperatuur: De resultaten zijn weergegeven in fig. II 73 en tabel 33. Het zoutgehalte varieerde tussen 2,4 g/l en 9,2 g/l. Het verschil bedroeg dus 6,8 g/l.

De variatie in de temperatuur bedroeg ongeveer 1°C , namelijk tussen $16,5^{\circ}\text{C}$ en $17,5^{\circ}\text{C}$. Het zoutere water is kouder dan het zoetere water.

f) Dichtheid, dynamische en kinematische viscositeit: De resultaten zijn weergegeven in tabel 33. Het dichtheidsverschil gedurende de ganse meetperiode bedroeg ongeveer 0,0043 (iets minder dus dan op vorig meetpunt). De maximale densiteit bedroeg 1,0053, de minimale 1,0010. De dynamische viscositeit had een iets kleinere variatie namelijk tussen 0,01079 en 0,01109 of een verschil van 0,00030.

g) Wrijvingssnelheden en schuifspanningen tegen de bodem: De resultaten zijn weergegeven in tabel 33. Voor alle 10 metingen werd een ρ -waarde gevonden groter dan 0.95. De wrijvingssnelheden schommelen tussen 5 en 12 cm/sec. Deze waarde is in alle gevallen groter dan $U_*(1)$.

U_{*INT} varieert tussen 0.7 en 2,2 cm/sec. De schuifspanning tegen de bodem bedraagt in deze omgeving 27 à 73 dynes/cm².

h) Sedimentconcentratie: De concentratie van suspensiemateriaal is weergegeven in fig.II 73. Op 6m onder het oppervlak vertoont deze concentratie twee duidelijke minima, welke juist na stroomkentering voorkomen. Verder blijkt de concentratie de hoogste waarde te bereiken gedurende eb (ongeveer 500 mg/l). Bij vloed loopt de concentratie slechts op tot 300 à 400 mg/l.

Ook tegen de bodem werden vooral tijdens eb zeer grote waarden waargenomen (meer dan 4000mg/l om 20h00 en 2000 mg/l rond 08h30).

Tijdens stroomkentering treedt ook hier een minimum op. Gedurende vloed blijven de concentraties eerder aan de lage kant (slechts om 15h00 werd een maximum van ongeveer 1500 mg/l gemeten).

Wordt de concentratie aan suspensiesediment uitgezet volgens een log z/H ordinaat (Fig.II 74) dan bemerken we dat gedurende eb de sterkste concentratie toename zich voordoet in de onderste 10% van de diepte; bij vloed echter komt deze concentratie toename voor tussen 10 en 20% van de diepte.

i) Analysen:

1. Korrelgrootte bodem-sediment.

De korrelgrootteverdeling van het bodemsediment op de plaats van de meting is weergegeven in fig.II 72 (monster B1).

Het sediment is zeer slecht gesorteerd (zeer vlak liggende kromme) en bevat 42% zand en 20% klei. In de zandfractie komt een aanzienlijke hoeveelheid sediment grover dan 250 μ voor.

Uit de bodemkaart van Bastin kunnen we verder afleiden dat het sediment in de omgeving van de meetplaats als een overgangsmateriaal tussen zand en slib kan beschouwd worden, wat met de korrelgrootteverdeling van monster B1 in overeenstemming is. Naar de stroomgeul toe komt zand voor terwijl de rechts gelegen vloedschaar met slib opgevuld is.

2. Korrelgrootte suspensiesediment.

De suspensiemonsters werden genomen aan de oppervlakte (S6 - S8 - S10) en op 1m25 van de bodem (S5 - S7 - S9) (fig. II 73).

De monsters tegen de bodem genomen laten een vrij grote variatie in het zandtransport zien, namelijk 5 à 35%. Het grootste zandtransport werd waargenomen gedurende eb. Het kleigehalte van deze monsters varieerde tussen 30 en 50%.

Krommen S7 en S9 vertonen een zekere parallelisme met de bodemkromme.

Aan de oppervlakte wordt het sedimenttransport gekenmerkt door een grotere homogeniteit. Het zandgehalte van deze monsters varieert nu slechts tussen 5 en 16%. Het kleigehalte is iets hoger en varieert tussen 35 en 50%.

Noch tegen de bodem, noch aan de oppervlakte werd sediment grover dan 250 μ in transport aangetroffen.

3. Kalk en humusgehalte. (tabel 35).

Het kalkgehalte van het suspensiesediment varieert tussen 10 en 14%.

Het kalkgehalte aan organisch materiaal, uitgedrukt in %C varieert tussen 2,85 en 4,55%.

U _{ur}	S‰	°C	f	$10^3 \mu$	$10^3 \nu$	U _* (1)	U _* (2)	U _* INT	τ_0	RHO
09h52	0.010	17,36	1,0012	10,90	10,89	3,00	6,40	1.70	41,01	0.95
10h32	0.003	17,41	1,0010	10,80	10,79	1,58	5,20	0.80	27,07	0.98
14h00	0.009	17,15	1,0024	10,90	10,87	2,87	7,40	1.30	54,89	0.99
15h35	0.0036	16,75	1,0042	11,05	11,00	5,88	8,50	2.80	72,55	0.92
16h35	0.019	16,60	1,0053	11,15	11,09	4,16	7,00	1.60	49,26	0.96
18h15	0.043	16,70	1,0050	11,12	11,06	6,40	6,30	0.90	39,89	0.98
19h06	0.029	16,75	1,0040	11,05	11,01	5,00	7,00	1.60	49,20	0.96
20h05	0.033	16,70	1,0030	11,05	11,02	3,54	8,10	0.70	65,81	0.99
20h48	0.014	16,90	1,0023	11,00	10,97	2,88	6,00	0.90	36,08	0.99
21h41							6,90	1.70	47,70	0.98

STANDPLAATS: FORT DE PAREL (8/7/1967)
(legende: cfr tab. 27)

Tabel 33

Beschrijving der monsters

B I Fort de Parel 8/7/67
 51°16'06" N
 4°18'18" E
 rechterkant vaarwater
 Bodemonster genomen bij vloedkentering

S 5 Zelfde plaats
 suspensiemonster genomen op 1m25 van de bodem

S 6 Zelfde plaats
 suspensiemonster genomen aan de oppervlakte

S 7 cfr S 5

S 8 cfr S 6

S 9 cfr S 5

S 10 cfr S 6

Tabel 34

N°	kalk	C	N°	kalk	C
B I	-	-	S 8	-	-
S 5	11.00	2.85	S 9	10.50	3.60
S 6	14.28	-	S 10	11.00	3.60
S 7	12.50	4.35			

Tabel 35

V. Kontinue metingen op standplaats: FORT ST MARIE.

a) Datum: 5 september 1969

b) Lokalisatie van het meetpunt: $51^{\circ}15'13''$ N
 $04^{\circ}18'24''$ E

Linkerkant vaarwater.

Dit meetpunt ligt ongeveer 2.500 m stroomafwaarts van dwarsraai

"71km560 - opwaarts monding" (VALCKE E., 1966)

c) Het getij: De tijgegevens zijn afkomstig van de tijmeter van Fort St Marie.

Het tijamplitudo bedroeg 3m55 wat zeer laag is in verhouding met een gemiddeld tij voor 1950 namelijk 4m61.

d) Stroomsnelheden: cfr. fig.II 75

e) Zoutgehalte: In fig. 75 is de evolutie van het zoutgehalte op 1m van de bodem en aan de oppervlakte weergegeven. Het verschil tussen beide is meestal niet groot. Het grootste verschil wordt waargenomen na kentering van hoog water. Op 1m van de bodem varieerde het zoutgehalte tussen 1,6g/l en 5,0 g/l. Het verschil 3,4 g/l is slechts de helft van dit, waargenomen in 1967 op standplaats Fort de Parel.

f) Sedimentkoncentratie: De sedimentkoncentraties zijn het grootste gedurende de eb-periode (tot meer dan 1200 gl/l tegen de bodem en lager bij vloed, maximale waarden van 300 à 400 mg/l). Rond de kentering van de stroming komen minima in de sedimentkoncentratie voor (meting van 11h00 en 17h00).

Uitgezet volgens een log z/H ordinaat (fig.II 76) blijkt dat de grootste toename aan sedimentkoncentratie voorkomt tussen 40 en 60% van de diepte. In sommige gevallen kan nog een tweede toename in de onderste 10% van de diepte waargenomen worden (bv meting van 15h00). Gedurende vloed is de verdeling van de suspensie, volgens een verticale, vrijwel homogeen.

VI. Kontinue metingen op dwarsraai: BELGISCHE SLUIS I

1. Meetpunt 1.

- a) Datum: 3 september 1969
- b) Lokalisatie: $51^{\circ}17'41''$ N
 $04^{\circ}17'51''$ E

Linkerkant vaarwater

Deze dwarsraai is ongeveer 2.500 m stroomafwaarts gelegen van de raai "66km560 - opwaarts de monding" (VALCKE E., 1966).

- c) Het getij: De tijkromme in fig.II 77 werd bepaald aan de hand van de tijgegevens van de tijmeter van Liefkenshoek. Het tijamplitudo bedroeg 4m32. Voor een gemiddeld tij in 1950 heeft men in de omgeving van de meetplaats ongeveer 4m56. De metingen werden dus gedurende een periode met een gemiddeld tij uitgevoerd.
- d) Stroomsnelheid: De stroomsnelheid op 1m van de bodem was opvallend gedurende de ebperiode 0,20m/sec. à 0,40m/sec, dan gedurende vloed (tot 1m/sec). Er werden geen verticale profielen gemeten.
- e) Het zoutgehalte: De variatie van het zoutgehalte bedroeg 4,7 g/l. De minimale en maximale waarden bedroegen respectievelijk 2,9 g/l en 7,6 g/l. Deze waarden werden op 1m van de bodem gemeten. (n.b. in juli 1967 bedroeg de variatie in het zoutgehalte 6,9 g/l bij Fort de Parel en 5,0 g/l bij fort Frederik).
- f) Sedimentconcentratie: Reeds op eerste zicht is in fig.II 77 te zien dat de sedimentconcentratie bij eb merkkelijk hoger is dan deze bij vloed. Bij het inzetten van eb is de concentratie aanvankelijk vrij laag, maar stijgt vervolgens zeer vlug tot meer dan 2000 mg/l. Dit gaat gepaard met een vertraging in de stroomsnelheid. Vervolgens komen vrij grote depressies in de sedimentconcentratie voor, telkens gevolgd door een nieuwe toename. Bij elke achtereenvolgende daling echter wordt steeds een lagere waarde bereikt en is het daaropvolgende maximum iets minder hoog. Na kentering van vloed blijft de sedimentconcentratie tussen 200 en 600 mg/l schommelen.

Uit de verticale verdeling van de sedimentconcentratie (fig.II 78) blijkt dat gedurende eb de grootste toename aan sedimentconcentratie voorkomt tussen 20 en 60% van de diepte. Op het einde van de eb ligt de sterkste toename tussen 10 en 20%. Gedurende vloed is de sedimentconcentratie zeer uniform (slechts één meting werd hier weergegeven).

- g) Bodemsamenstelling: De bodemsamenstelling op de drie meetpunten kan afgeleid worden uit de bodemkaart van Bastin. Tevens werd op elke meetplaats een bodemonster genomen. Meetpunt 1 is gelegen op een zandige slibbodem, welke zich in een smalle band links van een slibveld uitstrekt. Het bodemonster bestond uit veen en kleiklonters. Het veen is vermoedelijk gerodeerd uit de lateraal voorkomende Holocene veenlaag.

2. Meetpunt 2.

- a) Datum: 3 september 1969

- b) Lokalisatie van het meetpunt: $51^{\circ}17'47''$ N

$04^{\circ}18'59''$ E

rechterkant vaarwater

cfr eveneens meetpunt 1

- c) Het getij: cfr meetpunt 1

- d) Stroomsnelheid: De stroomsnelheid uitgezet volgens een log z/h ordinaat is weergegeven in fig. 79

cfr later

- e) Het zoutgehalte: Het verloop van het zoutgehalte aan de oppervlakte en tegen de bodem is weergegeven in fig.II 79. Het algemeen verloop van het zoutgehalte verschilt niet veel van meetpunt 1. Daarbij kunnen we hier nog opmerken dat de verschillen tussen oppervlakte en bodem niet zeer groot zijn. Maximaal is dit verschil van de grote orde van 1 g/l en komt voor na kentering van hoog of laag water.

- f) Sedimentkoncentraties: De verschillende verticale profielen welke opgemeten werden zijn weergegeven in fig.II 80 waarin de diepte uitgezet is volgens een log z/h ordinaat. Het sediment is voornamelijk hoog gedurende de ebperiode (van 11h00 tot 14h00). De concentratie tegen de bodem kan soms meer dan 1600 mg/l bedragen en is steeds hoger dan 800 mg/l. Gedurende vloed bedraagt de maximale waarde niet meer dan 800 mg/l (rond 18h00). In fig.II 80 zien we eveneens dat de sterkste toename in sedimentconcentratie optreedt tussen 30 en 50% van de diepte. Hetzelfde konden we eveneens waarnemen in vorig meetpunt.

Gedurende vloed is de sedimentkoncentratie niet alleen lager, maar eveneens uniform verdeeld over de ganse diepte. Wanneer de concentraties een maximum bereiken zien we ook hier dat de sterkste toename rond 30 à 50% van de diepte plaats vindt.

- g) Bodemsamenstelling: De omgeving van meetpunt 2 is volkomen analoog aan deze van vorig meetpunt. Op de meetplaats zelf komt een zandbodem voor waarop zich een dun sliblaagje bevindt. Links hiervan strekt zich dezelfde slibvlek uit als deze waarvan sprake onder meetpunt 1.

3. Meetpunt 3.

- a) Datum: 3 september 1969

- b) Lokalisatie van het meetpunt: $51^{\circ}17'52''$ N
 $04^{\circ}18'05''$ E

gelegen tegen de plaat van Lillo,
 rechterkant van het vaarwater.

- c) Het getij: cfr meetpunt 1

- d) Stroomsnelheden: De stroomsnelheid op 10% van de diepte is weergegeven in fig. II 81.

- e) Het zoutgehalte: Het verloop van het zoutgehalte verschilt slechts weinig van dit in vorige meetpunten. Het zoutgehalte is systematisch hoger dan in meetpunten 1 en 2 terwijl het verschil tussen de bodem en oppervlakte iets kleiner blijkt te zijn.

De resultaten zijn weergegeven in fig. II 81.

- f) Sedimentkoncentratie: Net als in vorige meetpunten is de sedimentkoncentratie zeer hoog gedurende eb (meer dan 1600 à 1800 mg/l) en laag gedurende vloed. Er treedt nochtans een verschil op wat de duur van de periode met hoge concentraties betreft. Deze zetten namelijk pas in rond 12h00 dus ongeveer 1 uur nadat de concentratie in beide vorige meetpunten reeds gestegen was. Uitgezet volgens een log z/H ordinaat (fig. II 82) bemerken we dat de vertikalen hun steilste toename vertonen in de zone tussen 10 en 30% van de diepte. Dit is dus beneden de waarde vastgesteld in vorige profielen. Ook zien we dat de verdeling bij vloed een meer uniform karakter heeft dan bij eb.

We zien dus dat er een dubbel verschil bestaat op het gebied van sedimenttransport tussen meetpunt 3 en meetpunten 1 en 2. Enerzijds een kortere duur van de periode met hoge concentraties en anderzijds een kleinere dikte van de laag met hogere suspensiekoncentraties.

- g) Bodemsamenstelling: Dit derde meetpunt is gelegen op de grens tussen een zandvlek en een kleibodem welke naar de rechteroever toe bedekt is met slib. Het bodemonmonster bestond uit zand, waartussen schelprestjes, grindjes en kleibrokken aanwezig waren.

VII. Kontinue metingen op standplaats: BELGISCHE SLUIS II

- a) Datum: 5 september 1969
- b) Lokalisatie van het meetpunt: cfr metingen van 3 september op dwarsraai Belgische sluis, meetpunt 1.
- c) Het getij: De tijgegevens zijn afkomstig van de tijmeter Liefkenshoek. Het tij-amplitudo bedroeg 3m80 wat zeer laag is (cfr hoger genoemde metingen).
- d) De stroomsnelheid: de waarden van de stroomsnelheid op 1m van de bodem gemeten is uitgezet in fig.II 83. De snelheden bij eb zijn vrijwel gelijk aan deze gemeten op 3 september. Bij vloed echter werden lagere waarden vastgesteld (maximum 80 cm/sec tegen 100 cm/sec op 3 september).
- e) Het zoutgehalte: De variatie van het zoutgehalte is weergegeven in fig.II 83. Deze werd opgemeten op 1m van de bodem. Het zoutgehalte varieerde hier tussen 3,2 en 7,4 g/l wat vrijwel overeenstemt met de vorige metingen op deze standplaats.
- f) Sedimentkoncentratie: Zowel tijdens eb als tijdens vloed komen enkele hoge waarden in het sedimenttransport op 1m van de bodem voor (fig.II 83). Gedurende de periode van stroomkentering zijn twee duidelijke minima aanwezig (minder dan 200 mg/l). In verhouding tot de metingen van 3 september zien we dat de waarden bij eb lager zijn, terwijl bij vloed daarentegen iets hogere waarden waargenomen werden.

Uitgezet volgens een log z/h ordinaat zien we dat er gedurende eb vrijwel geen variatie in de sedimentdichtheid met de diepte (fig.II 84). Bij vloed is er een kleine toename in de onderste 10% van de diepte waar te nemen, deze is echter niet zeer belangrijk. Een uitzondering hierop maakt de meting van 19h00 gedurende dewelke de toename in de onderste 20% van de diepte zeer aanzienlijk is.

VIII. Kontinue metingen op standplaats: FORT FREDERIK

a) Datum: 16 juli 1967

b) Lokalisatie van het meetpunt: $51^{\circ}20'18''$ N

$04^{\circ}16'32''$ E

rechterkant vaarwater.

Dit meetpunt ligt ongeveer 3000 m stroomafwaarts van dwarssektie

"61Km560 - stroomopwaarts monding" (VALCKE E., 1966)

Een dwarssektie op de plaats van de meting is gegeven in fig.II 85.

Hierop is tevens de plaats waar de verschillende monsters genomen werden aangeduid.

c) Het getij: De tijkromme van fig.II 86 is gebaseerd op de tijgegevens van de tijmeter van Hedwigpolder.

Het tijamplitudo bedroeg hier 4m33. Het gemiddeld tij voor 1950 had een amplitudo van 4m52. De metingen werden dus uitgevoerd bij een waarde welke een gemiddeld tij benadert.

d) Stroomsnelheden: De evolutie van de stroomsnelheid op 6m onder het oppervlak en op 1m25 en 0m50 van de bodem is weergegeven in fig.II 86. Over het algemeen genomen zijn deze snelheden iets groter bij eb dan bij vloed. In fig.II 87 zijn de stroomsnelheden uitgezet volgens een log z/h ordinaat.

Bij het inzetten van de eb komt een bijna verticale rechte voor (11h48). Om 12h56 vervolgens zien we dat de stroomsnelheidsverdeling opnieuw uit twee rechten bestaat welke elkaar snijden op ongeveer 60% van de diepte. In de bovenste waterlagen treedt hier een veel grotere snelheidsgradient op dan in de onderste zone. In hoeverre dit te wijten is aan de toename in de hellingswaarde van het oppervlak is vooralsnog niet duidelijk.

Gedurende het verder verloop van de eb komen de snelheidsverdelingen min of meer met een rechte overeen. De afwijkingen komen ons hier nochtans groter voor dan op vorige meetpunten.

Ook bij het inzetten van de vloed (17h31) verloopt de snelheidsverdeling bijna volgens een verticale. Gedurende het overige gedeelte van dit tij benadert de snelheidsverdeling vrij goed een rechte. Aan de oppervlakte komt hier meestal een kleine vertraging in de stroomsnelheid voor (bovenste 20% van de diepte).

e) Zoutgehalte en temperatuur: Het zoutgehalte varieerde tussen 8,75g/l en 13,70 g/l, of een verschil van ongeveer 5 g/l. Dit verschil is kleiner dan op de stroomopwaartse gelegen meetplaatsen rond dezelfde periode. De temperatuursvariatie bedroeg 0,65°C. Ook hier is het zoutere water kouder dan het minder zoute.

f) Dichtheid, dynamische en kinematische viscositeit: De verandering in de dichtheid bedroeg hier 0,0067 (tabel 36) en is dus iets hoger dan op de stroomopwaartse gelegen meetpunten in dezelfde periode. De dynamische viscositeit varieerde tussen 0,01115 en 0,01072 poise wat overeenkomt met een verschil van 0,00043 poise. (tabel 36).

De variatie in kinematische viscositeit is iets kleiner namelijk 0,00053 poise. Ook deze waarden zijn iets hoger dan op de meer stroomopwaartse gelegen meetplaatsen rond dezelfde periode.

g) Wrijvingssnelheden en schuifspanningen tegen de bodem: De resultaten zijn weergegeven in tabel 36.

Voor 6 van de 13 gemeten vertikalen is de RHO-waarde groter dan 0.90. Voor deze metingen bedraagt $U_*(2)$ tussen 4.7 en 7.3 cm/sec.

De vertikalen van 11h50 en 17h30, beide met een zeer laag RHO-waarde komen met een zeer steile verticale stroomsnelheidsverdeling overeen. De verticale van 13h00 vertoont een belangrijke stroomversnelling in de bovenste 30% van het profiel. De onderste meetpunten vallen eveneens op een zeer steile rechte.

U_{*INT} varieert tussen 0.90 en 2.70 cm/sec (voor de metingen met een RHO-waarde boven 0.90). Het verschil tussen $U_*(1)$ en $U_*(2)$ is vrijwel steeds zeer groot. $U_*(2)$ is daarbij steeds groter dan $U_*(1)$.

De schuifspanning tegen de bodem varieert tussen 3 en 54 dynes/cm².

h) Sedimentconcentratie: De sedimentconcentratie op 6 m onder het oppervlak en op 1m25 en 0m50 van de bodem is weergegeven in fig.II 86 .

Op 6m onder het oppervlak is de variatie in de sedimentconcentratie zeer gering; op twee kleine toename (nl om 14h00 en om 20h30) na. Op 0m50 van de bodem daarentegen bestaat er een enorm verschil tussen het transport bij eb (tot 700mg/l) en bij vloed (minder dan 500mg/l).

Op 1m25 van de bodem is het transport echter terug uniform en in tegenstelling tot de diepere zone, eerder laag.

In fig.II 87 zijn enkele typische sedimentconcentraties weergegeven volgens een log z/H ordinaat . Zoals men uit deze voorbeelden kan opmaken is er een sterk gekoncentreerd bodemtransport en grote variaties komen alleen voor in de onderste 10% van de diepte.

i) Analysen:

1. Korrelgrootte bodemmonsters (tabel 37 en 38)

De korrelgroottesamenstelling van het bodemsediment op de plaats van de meting, is weergegeven in fig.II 88 (monster B3). Meer dan 52% van het bodemsediment bestaat uit fijn zand, terwijl ongeveer 20% klei (fijner dan 2mu) aanwezig is. Volgens de bodemkaart van Bastin is er in deze omgeving eveneens klei en slib aanwezig.

2. Korrelgrootte suspensie monsters.

Een negental suspensie monsters werden op hun korrelgroottesamenstelling onderzocht (fig.II 88).

Het suspensiesediment op 0m50 van de bodem (S22,S25,S28) is zeer zandig (30 à 70% grover dan 62 mu). Het algemeen verloop van deze krommen stemt zeer goed met de kromme van het bodemsediment overeen. Monsters S23 en S29, genomen op 1m25 van de bodem, vertonen dezelfde karakteristieken als het sediment op 0m50 van de bodem. Monster S26 daarentegen (genomen bij het begin van de eb en een lagere stroomsnelheid) is een zeer zwak oplopende rechte, met slechts 12% grover dan 62 mu.

De monsters, welke op enkele meter onder het oppervlak genomen worden, (S24, S27, S30), hebben een zandgehalte dat schommelt tussen 16 en 40%. Zij vertonen vrijwel hetzelfde verloop als kromme S26 en S23.

3. Kalk en humusgehalte (tabel 38).

Het kalkgehalte van het bodemmonster bedraagt 11,25%. De suspensie monsters daarentegen bevatten 9,50 en 17% kalk. Het kalkgehalte is het hoogste voor de monsters genomen op enkele meters onder het oppervlak (16,00 à 17,00%). Op 1m25 en 0m50 van de bodem benadert het kalkgehalte de waarde van het bodemsediment, namelijk 7,50 à 9,75%. Het koolstofgehalte is op zijn beurt kleiner in de suspensie monsters welke in de onderste waterlagen voorkomen (S22:0,90% en S28:1,05%). De overige suspensie monsters bevatten 2,85 à 3,30% C.

Tur	S‰	°C	δ	$10^3 \mu$	$10^3 \nu$	$u_*(1)$	$u_*(2)$	u_{*INT}	τ_0	RHO
11h42	0.010	17,35	1,0117	11,15	11,02	3,65	1,70	3.10	2,92	0.33
12h56	0.026	17,50	1,0108	11,10	10,98	5,79	5,50	2.60	30,79	0.82
13h49	0.032	17,50	1,0095	11,10	10,99	5,14	7,00	3.50	49,46	0.87
14h55	0.036	17,65	1,0078	10,97	10,88	4,99	2,30	2.80	5,33	0.62
15h43	0.045	17,75	1,0064	10,90	10,83	5,43	6,50	0.80	42,52	0.99
16h45	0.014	17,86	1,0054	10,79	10,73	3,02	5,90	0.90	35,00	0.99
17h31	0.032	18,00	1,0050	10,72	10,67	4,62	1,70	1.90	2,90	0.72
18h38	0.038	17,80	1,0057	10,85	10,79	5,89	2,20	2.40	4,87	0.60
19h38	0.036	17,75	1,0069	10,87	10,80	5,90	5,20	1.10	27,23	0.97
20h39	0.051	17,70	1,0081	10,95	10,86	7,33	4,60	1.60	21,33	0.89
21h11	0.051	17,55	1,0090	11,00	10,90	6,79	7,30	1.50	53,77	0.95
21h49	0.013	17,50	1,0099	11,07	10,96	3,90	6,60	1.30	43,99	0.96
22h18	0.013	17,40	1,0102	11,07	10,96	3,94	6,60	1.70	44,08	0.93

STANDPLAATS: FORT FREDERIK
(legende: cfr tab. 27)

(16/7/1967)

Tabel 36

Beschrijving der monsters

B 3 Fort Frederik 16/7/67
 51°20'18" N
 4°16'32" E
 rechterkant vaarwater
 grijsblauw fijn zand, tamelijk homogeen.

S 22 Zelfde plaats
 suspensiemonster - 0m50 van de bodem

S 23 Zelfde plaats
 suspensiemonster - 1m25 van de bodem

S 24 Zelfde plaats
 suspensiemonster - oppervlakte

S 25 cfr S 22

S 26 cfr S 23

S 27 cfr S 24

S 28 cfr S 22

S 29 cfr S 23

S 30 cfr S 24

Tabel 37

N°	kalk	C
B 3	18.25	-
S 22	7.50	0.90
S 23	9.50	3.30
S 24	-	-
S 25	-	-
S 26	-	-
S 27	17.00	3.30
S 28	9.75	1.05
S 29	-	-
S 30	16.00	2.85

Tabel 38

IX. Kontinue metingen op standplaats : BALLASTPLAAT

a) Datum: 17 juli 1967

b) Lokalisatie van het meetpunt: $51^{\circ}22'14''$ N

$04^{\circ}14'42''$ E

rechterkant vaarwater

Dit meetpunt ligt ongeveer 2000 m stroomopwaarts van de dwarssektie "55Km300 - opwaarts monding" (VALCKE E. 1966).

In fig.II 88 is een dwarssektie gegeven ter hoogte van de meetplaats. De metingen werden verricht links van een zandplaat, de Ballastplaat, tegen de rand van het vaarwater.

c) Het getij: De tijkromme in fig.II 89 werd opgemaakt aan de hand van de gegevens van de tijmeter Hedwigpolder. Het tijamplitudo bedroeg 4m30. Voor een gemiddeld tij in 1950 had men een amplitudo van 4m44, zodat we mogen vooropstellen dat de metingen gedurende een periode met gemiddeld tijamplitudo verricht werden.

d) Stroomsnelheden: De stroomsnelheden op 6m onder het oppervlak en tegen de bodem zijn weergegeven in fig. II 90.

In fig. II 92 zijn tevens de vertikale snelheidsprofielen weergegeven, welke opgemeten werden. Van de 12 profielen zijn er 10 die vrij goed met een rechte in overeenstemming zijn. 1 profiel (11h06) is, vooral in de bovenste waterlagen vrij gestoord. Een ander profiel (12h56) laat in de bovenste 30% van de diepte een versnelling van het water zien ten opzichte van de onderliggende waterlagen. Het knikpunt in de kromme ligt ongeveer op 30% van de diepte.

Deze meting werd uitgevoerd op het ogenblik dat het waterpeil iets meer dan 1m gedaald is. Op dit ogenblik komt dus een groot gedeelte van de plaat boven water te liggen, wordt de sekte van de stroom vernauwd en zou men dus aan een versnelling in de stroming mogen verwachten.

Een algemene opmerking welke we nog bij deze stroomsnelheidsverdeling kunnen maken heeft betrekking op de helling van de rechten. Reeds op eerste zicht is deze hier veel minder steil dan in vorige metingen.

e) Zoutgehalte en temperatuur : In fig.II 90 is het verloop van het zoutgehalte, gemeten op 6m onder het oppervlak, weergegeven. Het verschil tussen maximum (16 g/l) en minimum (10,80 g/l) bedroeg 5 g/l.

De temperatuur varieerde tussen $17^{\circ}30$ en $17^{\circ}80$. Het zoutere water is zoals steeds kouder.

- f) Dichtheid, dynamische en kinematische viskositeit: De dichtheidsverandering van het water bedroeg hier 0,0036 wat merkkelijk lager is dan in vorige meetplaatsen. De uiterste waarden waren 1,0070 en 1,0106. (Tabel 39).
De dynamische viskositeit varieerde tussen 0,01087 poise en 0,01112 poise, of een verschil van 0,0025 poise. De kinematische viskositeit varieerde tussen 0,01080 en 0,01112 poise, wat met een verschil van 0,0020 poise overeenstemt.
- g) Wrijvingssnelheden en schuifspanningen tegen de bodem: 12 metingen werden verricht, (Fig. II 91) waarvan 9 een RHO-waarde groter dan 0.94 gaven (resultaten in tabel 39). Voor deze is de waarde van $U_*(2)$ gelegen tussen 3.7 en 11 cm/sec. U_{*INT} bedraagt 0.5 à 3.5 cm/sec. In tegenstelling tot de vorige meetstations is de waarde van $U_*(1)$ steeds zeer laag. Het verschil tussen $U_*(1)$ en $U_*(2)$ is dan ook zeer hoog waarbij $U_*(2)$ steeds groter is dan $U_*(1)$.
De schuifspanning tegen de bodem kan in deze omgeving zeer grote waarden bereiken namelijk 129 dynes/cm^2 . De laagste waarde is $28,28 \text{ dynes/cm}^2$, wat in verhouding tot vorige meetstations eveneens zeer hoog is.
- h) Sedimentconcentratie: De concentratie aan gesuspendeerd sediment is algemeen genomen zeer laag (fig. II 90). Op 6m onder het oppervlak werden geen waarden hoger dan 100 mg/l waargenomen. In de onderste waterlagen zijn de concentraties iets hoger gedurende eb (500 à 750 mg/l) met een maximum tegen het einde van de eb (1000 à 2000 mg/l). Gedurende vloed varieerde de concentratie aan gesuspendeerd sediment tussen 250 en 500mg/l. In fig. 62 werden enkele suspensiekoncentraties in een verticale uitgezet volgens een log z/H ordinaat. Hieruit blijkt dat de grootste concentratietoename volgens een verticale, plaats vindt in de onderste 10% van de diepte. Het is ook hier dat we de grootste variatie in concentratie over een gans getij zien optreden.
- i) Analysen:
1. Korrelgrootte bodemonsters: (Tabel 40 en 41).
De korrelgrootte samenstelling in de omgeving van het meetpunt, is weergegeven in fig. II 92 (monster B5). We hebben in deze omgeving een matig grof zand met praktisch geen silt of klei. Ook de sortering van dit bodemsediment is zeer goed.

2. Korrelgrootte suspensiemonsters:

De korrelgrootteverdeling van de suspensiemonsters is weergegeven in fig.II 93 en in tabel 41.

De monsters tegen de bodem genomen (S32, S33 en S35) vertonen een zeer goede overeenkomst met de korrelgroottesamenstelling van de bodem zelf. Monster S35 maakt hierop uitzondering door zijn laag zandgehalte (30%). Dit monster werd genomen op een ogenblik van zeer laag sedimenttransport (fig.II 90).

Het suspensiesediment op 50% van de diepte (S31 en S34) is op zijn beurt zeer zandig (in vergelijking met vorige meetplaatsen). Het zandgehalte varieerde hier tussen 30 en 70%. Het kleigehalte bedraagt hier 15 à 30%.

3. Kalk en humusgehalte : (Tabel 41).

De suspensielading tegen de bodem heeft het laagste kalkgehalte (S32: 3,50% tegen 15,75% voor monster S31). Ook het koolstof gehalte is tegen de bodem het laagste monster S32 : 0,15% tegen monster S31 : 2,70%.

U _{ur}	S _‰	°C	δ	$10^3 \mu$	$10^3 \nu$	U _* (1)	U _* (2)	U _* INT	ϵ_0	RHO
09h03	0.006	17,50	1,0083	11,00	10,91	2,24	2,70	1,40	7,35	0.74
09h42	0.012	17,45	1,0086	11,05	10,96	3,45	11,30	3.50	128,88	0.94
10h22	0.001	17,42	1,0090	11,06	10,96	3,42	8,80	1.70	78,14	0.94
11h06	0.008	17,30	1,0098	11,12	11,01	2,86	3,20	1.70	10,34	0.71
12h56	0.0011	17,50	1,0106	11,05	10,93	2,93	6,00	3.50	36,38	0.74
14h12	0.015	17,62	1,0099	11,00	10,89	3,36	7,40	1.50	55,30	0.95
15h02	0.018	17,69	1,0090	10,97	10,87	3,62	11,10	1.90	124,32	0.97
16h00	0.019	17,72	1,0082	10,95	10,86	3,68	9,30	1.10	87,22	0.98
17h00	0.015	17,76	1,0075	10,92	10,84	3,11	7,60	0.90	58,19	0.99
17h54	0.002	17,87	1,0069	10,87	10,80	3,18	5,30	0.90	28,28	0.98
19h40	0.005	17,80	1,0070	10,90	10,82	2,17	6,50	1.10	42,52	0.97
20h38	0.005	17,77	1,0073	10,91	10,83	2,04	3,70	0.50	13,79	0.98

STANDPLAATS: BALLASTPLAAT (17/7/1967)
(legende: cfr tab. 27)

Tabel 39

Beschrijving der monsters.

- B 5 Ballastplaat I7/7/I967
 51°22'14" N
 4°14'42" E
 rechterkant vaarwater
 geelbruin zand met schelpgruis en blauwe kleiige klonters
 (met groene plekken). Deze kleiklonters hebben ongeveer 20 cm
 doormeter en zijn zowat 5cm dik.
- S 31 Zelfde plaats.
- S 32 Suspentiemonster - 6m onder het wateroppervlak.
- S 32 Zelfde plaats.
 Suspentiemonster - 0m50 van de bodem.
- S 33 cfr S 32
- S 34 cfr S 31
- S 35 cfr S 32

Tabel 40

	n°	Md	M	M	So	Sk	
n°	Md	M	M	So	Sk	kalk	C
B5	238	218	2.20	0.38	+0.47	2.1	
S31	15.75	2.70
S32	205	194	2.36	0.46	+0.17	3.50	0.15
S33	220	216	2.21	0.35	+0.09	.	.
S34	147	25	5.34	2.78	+0.99	.	.
S35	151	943	2.81	0.71	0.11	.	.

Tabel 41

HOOFDSTUK III

SEDIMENTTRANSPORT-METINGEN TUSSEN BATH EN VLISSINGEN

I. Kontinue metingen op standplaats : BATH

- a) Datum: 4 september 1969
- b) Lokalisatie van het meetpunt : daar er geen nauwkeurige plaatsbepaling uitgevoerd werd is deze lokalisatie slechts benaderend.
51°23'53" N
04°12'30" E
Linkerkant vaarwater.
Dit meetpunt is gelegen in de bocht van Bath, tegen de platen van Saaftingen.
Het is ongeveer 6000m stroomopwaarts van de sectie "55Km300 - opwaarts monding" (VALCKE E., 1966).
- c) Het getij: De tijamplitudo (fig.II 93) opgemeten aan de tijmeter van Bath, bedroeg 3m32. Deze amplitudo stemt ongeveer met een dood-tij overeen (een gemiddeld tij in 1950 bedroeg 4m28).
- d) Stroomsnelheden: In fig.II 93 wordt de stroomsnelheid op 10% van de diepte weergegeven.
- e) Het zoutgehalte : Aan de oppervlakte varieerde het zoutgehalte tussen 9,3 en 15,7 g/l. Het verschil (6,4 g/l) is dus zeer groot (fig.II93). Het verschil in zoutgehalte tussen bodem en oppervlakte is echter niet zeer groot. Het grootste verschil is waar te nemen rond het midden van de eb en bedroeg ongeveer 2g/l.
- f) Sedimentkoncentratie: De sedimentkoncentratie was gedurende de ganse meetperiode zeer laag. De maximale waarde bedroeg ongeveer 300 m/l. Ook met diepte trad bijna geen variatie in het sedimenttransport op.
Dit laatste blijkt onder meer uit de twee krommen welke de evolutie van de sedimentkoncentratie op 50% en 10% van de diepte weergegeven.

II. Kontinue metingen op standplaats : MARLEMONSCHE PLAAT.

a) Datum : 18 juli 1967

b) Lokalisatie van het meetpunt : $51^{\circ}22'24''$ N

$04^{\circ}07'32''$ E

rechterkant vaarwater.

Dit meetpunt is gelegen tegen de plaat van Valkenisse (fig.II 94).

Het bevindt zich tussen de sekties "39Km325 - opwaarts monding" en "55Km300 - opwaarts monding". (VALCKE E., 1966).

c) Het getij: Het tijamplitudo, opgemeten aan de tijmeter te Bath, bedroeg 4m36.

Deze waarde stemt met een gemiddeld tij van 1950 (4m32) overeen.

d) Stroomsnelheden : De evolutie van de stroomsnelheid op 6m onder het water oppervlak, en op 1m25 en 0m50 van de bodem, is weergegeven in fig.II 95.

In de onderste waterlagen bedroeg de stroomsnelheid ongeveer 50 à 80 cm/sec.

Er is geen verschil tussen eb en vloed, wat de grootte van de snelheid betreft.

e) Het zoutgehalte: De variatie in het zoutgehalte over een gans getij bedroeg ongeveer 6 g/l (fig.II 95). De maximale waarde was 20 g/l de minimale 14 g/l.

f) Sedimentkoncentratie: In figuur II 95 is het verloop van de sedimentkoncentratie op 6m onder het oppervlak en op 1m25 en 0m50 van de bodem weergegeven.

De concentraties bereiken vooral een zeer hoge waarde bij het einde van de eb (sommige piekwaarden gaan tot meer dan 10 g/l). Gedurende vloed echter blijven de concentraties beneden de 1000 mg/l.

In fig.II 96 hebben we de concentratie aan sediment uitgezet volgens een log z/H ordinaat. Hieruit blijkt dat de sedimenttoename in een verticale alleen plaats vindt in de onderste 10% van de diepte.

g) Analysen:

1. Korrelgrootte bodemonster:

Het bodemsediment bestaat uit een zeer goed gesorteerd matig grof zand. De mediaan van de korrelgrootteverdelingskromme (fig.II 94) bedraagt 222 μ en verschilt slechts weinig van de gemiddelde doormeter ($M=214\mu$). De sortering ($So=0.33$) is zeer goed en de scheefheid ($Sk = +0.16$) is klein en positief.

2. Suspensiemonsters:

Twee suspensiemonsters werden op hun korrelgroottesamenstelling onderzocht. (Fig.II 94). Ze werden genomen aan de oppervlakte (S39) en op 6m onder het oppervlak (S38).

Het valt zonder meer op uit de korrelgrootteanalysen dat beide zeer zandrijk zijn (50 à 70% grover dan 62 μ). Ook het sediment grover dan 250 μ kan tot 10 à 20% bedragen.

De aanwezigheid van de grote hoeveelheid zand in suspensie vindt vermoedelijk zijn verklaring in de nabijheid van de zandplaat.

3. Kalkgehalte en organisch materiaal:

Het kalkgehalte van het bodemsediment bedraagt 1,5%.

Het suspensiesediment bevat 6% kalk en 1,8% koolstof (C).

Beschrijving der monsters

B 7 Marlemonsche plaat 18/7/1967
 51°22'24" N
 4°07'32" E
 rechterkant vaarwater
 geelbruin middelmatig grof zand met schelpgruis

S 38 Zelfde plaats
 Suspensiemonster - 6m onder het wateroppervlak

S 39 Zelfde plaats
 Suspensiemonster - oppervlakte

Tabel 42

n°	Md	M	M	So	Sk	kalk	C
B 7	222	214	2.22	0.33	+0.16	1.50	.
S 38
S 39	180	36	4.81	2.84	+0.79	6.00	1.80

Tabel 43

III. Kontinue metingen op standplaats: KONIJNENSCHOR.

a) Datum : 4 september 1969

b) Lokalisatie van het meetpunt: $51^{\circ}22'23''$ N
 $04^{\circ}07'45''$ E

rechterkant vaarwater.

Dit meetpunt ligt 1500m stroomopwaarts van meetpunt "Marlemonsche Plaat"
(18 - 7 - 1967).

- c) Het getij : De tijkromme in fig. II 97 werd opgenomen aan de tijmeter te Bath. Het amplitudo bedroeg hier 3m34. Cfr. metingen te Bath op dezelfde datum.
- d) Stroomsnelheden: In fig. II 97 is de stroomsnelheid op 10% van de diepte weergegeven.
- e) Zoutgehalte: Het zoutgehalte varieerde tussen 11 g/l en 15,9 g/l. Het verschil in zoutgehalte tussen maximum en minimum bedraagt dus ongeveer 4,9 g/l. Het verschil tussen oppervlakte en bodem is maximaal rond het midden van de eb en bedraagt dan ongeveer 2 g/l.
- d) Sedimentkoncentratie : De concentratie aan gesuspendeerde stoffen is gedurende de ganse meetperiode zeer gering geweest. Er werden geen concentraties groter dan 200 mg/l waargenomen. Ook het verschil volgens een vertikaal profiel is zeer klein zoals blijkt uit fig. II 97 waar de sedimentkoncentraties op 50% en op 10% van de diepte weergegeven zijn.

IV. Kontinue metingen op standplaats : ZUIDERGAT

a) Datum : 19 juli 1967

b) Lokalisatie van het meetpunt : $51^{\circ}26'12''$ N

$04^{\circ}01'20''$ E

rechterkant vaarwater.

Deze meetplaats bevindt zich 500 m voor de ingang van de "Schaar van Waarde".

Ze ligt eveneens stroomafwaarts van de dwarssektie "39Km425 - opwaarts monding" (VALCKE E., 1966).

Een dwarssektie op de meetplaats is gegeven in fig.II 98.

c) Het getij : Het tijamplitudo, opgemeten aan de tijmeter te Bath bedroeg 4m30.

We mogen dus aannemen dat de metingen gedurende een gemiddeld tij (4m20 in 1950) uitgevoerd werden.

d) Stroomsnelheden: Deze zijn weergegeven in fig.II 99 voor 6m onder het oppervlak en op 1m25 en 0m50 van de bodem.

Op 6m onder het oppervlak bedroeg de stroomsnelheid maximaal 112 cm/sec bij vloed en 118 cm/sec bij eb. In de onderste waterlagen bedroeg de hoogste snelheid 90 cm/sec op 1m25 van de bodem en 70 cm/sec op 0m50 van de bodem.

In fig.II 100 hebben we de verticale stroomsnelheids verdeling volgens een log. z/H ordinaat weergegeven.

e) Zoutgehalte : Het zoutgehalte varieerde tussen 18,7 g/l en 22,6 g/l (fig.II 99).

Het verschil (3,9 g/l) is hier dus zeer laag in verhouding tot de metingen meer stroomopwaarts.

f) Sedimentkoncentratie : Zowel tegen de bodem, als op 6m onder het oppervlak, waren de concentraties zeer laag gedurende de ganse meetperiode (fig.II 97). De maximale waarde tegen de bodem bedroeg slechts 200 mg/l.

g) Analysen :

1. Korrelgrootte suspensiemonsters : (Tabel 44 en 45).

4 suspensiemonsters werden op hun korrelgroottesamenstelling onderzocht.

Ze werden op verschillende diepten genomen. Het sediment in transport op 1m25 van de bodem (S40) is zeer zandrijk (30% grover dan 62 μ). De overige monsters bevatten slechts 5 à 15% zand. (fig.II 96). Het kleigehalte van deze monsters is vrij hoog (steeds meer dan 30%).

2. Kalkgehalte en Organisch materiaal:

Het kalkgehalte van deze suspensiemonsters is zeer hoog: 15% voor monster S40 en 18% voor monster S41.

Het koolstofgehalte bedraagt respectievelijk 3,75% (S40) en 2,40% (S41).

Beschrijving van de monsters.

S 40 Zuidergat 19/7/1967
 51°26'12" N
 4°01'20" E
 rechterkant vaarwater
 Suspensiemonster - Im25 van de bodem

S 41 Zelfde plaats
 Suspensiemonster

S 42 Zelfde plaats
 Suspensiemonster

S 43 Zelfde plaats
 Suspensiemonster

Tabel 44

N°	Kalk	C
S40	15	3.75
S41	18	2.40

Tabel 45

V. Kontinue metingen op standplaats : HONTE.

a) Datum: 26 juli 1967

b) Lokalisatie van het meetpunt : $51^{\circ}26'38''$ N
 $03^{\circ}38'30''$ E

rechterkant vaarwater

Dit meetpunt ligt stroomopwaarts van de dwarssektie "2Km000 opwaarts monding" (VALCKE E., 1966).

Een dwarssektie op de plaats van de metingen is gegeven in fig. II 101.

- c) Het getij : Het tijamplitudo, opgenomen aan de tijmeter te Vlissingen bedroeg 3m90 (fig.II 102). Voor een gemiddeld tij in 1950 vond men de waarde 3m66, zodat we mogen aannemen dat de metingen gedurende een gemiddeld tij verricht werden.
- d) Stroomsnelheden: Deze werden alleen bij vloed opgemeten. De maximale waarde op 6m onder het wateroppervlak bedroeg 80 à 100 cm/sec. Op 0m50 van de bodem bedroeg de snelheid 60 cm/sec en op 1m25 van de bodem 70 cm/sec. De stroomsnelheid uitgezet volgens een log z/H ordinaat is weergegeven in fig. II 103.
- e) Het zoutgehalte : De variatie in het zoutgehalte is hier vrij gering namelijk tussen 26,20 en 28,70 g/l. (fig.II 102).
- f) Sedimentkoncentratie : Ook deze werd alleen bij vloed opgemeten. De concentraties waren niet bijzonder hoog (fig.II 102). Op halve diepte stijgt deze slechts even boven 100 mg/l uit, terwijl op 0m50 van de bodem waarden tot 800 mg/l waargenomen werden. Bij het einde van de vloed zijn de waarden tegen de bodem lager dan 400 mg/l.
- In fig. II 103 werden enkele verticale profielen van sedimentkoncentratie uitgezet volgens een log z/H ordinaat. Ook de maximale concentratie is hier weergegeven. Zoals men kan opmerken situeert zich het belangrijkste sedimenttransport in de onderste 10% van de diepte.
- g) Analysen :

1. Korrelgrootte bodemonster :

De korrelgrootte van het bodemsediment (fig.II 106) wijst op de aanwezigheid van een matig grof zand. De mediaan bedraagt 225 μ , de modus 229 μ .

Beide verschillen dus zeer weinig. De sortering is goed ($S_o = 0.46$) en de scheefheid negatief en zeer klein ($S_k = -0.04$).

2. Korrelgrootte suspensiemonsters :

Twee suspensiemonsters werden op hun korrelgroottesamenstelling onderzocht. Monster S45 (Fig.II 106) genomen op 1m25 van de bodem volgt zeer getrouw de bodemkurve. De sortering is zelfs nog iets beter ($S_o = 0.38$). Monster S44 daarentegen is zandarm (slechts 7% grover dan 62 μ). Dit monster werd op halve diepte genomen.

3. Kalkgehalte : Het kalkgehalte van het bodemsediment bedraagt 6%. Het suspensiesediment (S45) is kalkarmer namelijk slechts 2,5%.

Beschrijving van de Monsters

B I2 HONTE 26/7/I967
 51°26'38" N
 3°38'30" E
 rechterkant vaarwater
 bruin middelmatig grof zand, talrijke schelpfragmenten
 en kleiknollen (5cm diameter en groter)

S 44 Zelfde plaats
 Suspensiemonster genomen op 6m onder het water oppervlak

S 45 Zelfde plaats
 Suspensiemonster - Im25 van de bodem

Tabel 46

n°	Md	M	M	So	Sk	kalk
B I2	225	229	2.I3	0.46	-0;04	6
S 44	2.425
S 45	228	2I8	2.20	0.38	+0.I8	2.50

Tabel 47

VI. Kontinue metingen op standplaats : BRESKENS.

a) Datum : 27 juli 1967

b) Lokalisatie van het meetpunt : $51^{\circ}21'52''$ N
 $03^{\circ}31'16''$ E

Linkerkant vaarwater.

De metingen liggen stroomafwaarts van de sectie "2Km000 - opwaarts monding" (VALCKE E., 1966).

c) Het getij: Het tijamplitudo, gemeten aan de tijmeter te Vlissingen, bedroeg 3m61. Deze amplitudo stemt overeen met een gemiddeld tij in 1950 (3m66)(fig.II 104).

d) Stroomsnelheden : De stroomsnelheden werden opgemeten gedurende vloed en het laagste gedeelte van de eb. De maximale waarde bedroeg bij vloed, en op 6 m onder het oppervlak, 110 cm/sec (fig.II 104). Op 1m25 van de bodem was het maximum rond de 90 cm/sec gelegen.

De stroomsnelheid uitgezet volgens een log z/H ordinaat is weergegeven in fig.II 105.

e) Zoutgehalte : De variatie in het zoutgehalte is zeer gering. Het zoutgehalte bedroeg hier ongeveer 28,6 g/l.

f) Sedimentkoncentratie: In tegenstelling tot de metingen verricht op standplaats Honte was het sedimenttransport in deze omgeving zeer hoog.(fig.II 104). De maximale waarde bij eb bedroeg 4800 mg/l op 0m50 van de bodem en zelfs tot 350 mg/l op 6m onder het oppervlak. Ook bij vloed komen zeer hoge waarden voor (tot 4000 mg/l).

De periode van hoge sedimentkoncentraties op 0m50 van de bodem duurt langer bij eb dan bij vloed, terwijl de concentraties eveneens hoger zijn.

Minimale waarden komen voor na stroomkentering (13h à 14h en 19h).

In fig.II 105 hebben we eveneens enkele vertikale sedimentkoncentratie verdelingen uitgezet volgens een log z/H ordinaat. Uit deze profielen blijkt dat de grootste variatie en de grootste toename in sedimenttransport gelokaliseerd zijn in de onderste 10% van de diepte.

g) Analysen :

1. Korrelgrootte bodemonster:

De korrelgroottesamenstelling van het bodemsediment is weergegeven in fig.II 106. 70% van het sediment bestaat uit zand, terwijl ongeveer 20% klei aanwezig is. (Tab.48).

2. Korrelgrootte van het suspensie sediment:

Een viertal monsters werden onderzocht. S46 en S48 werden genomen op 1 en 1m 25 van de bodem. S47 op 6m onder het oppervlak en S49 aan de oppervlakte. Het korrelgrootteverloop van al deze monsters is vrijwel gelijk (fig.II 106). Ze zijn allen zandarm (1 à 5%) en bevatten 35 à 50% klei. In de grovere siltfractie (62 - 25 μ) komt een steil stuk in de kromme voor, wat op een sterke toename in deze fractie wijst.

3. Kalkgehalte :

Het bodemsediment is zeer kalkrijk, namelijk 12,75%.

Monster S46 bevatte 27% kalk en 3,9% koolstof.

Beschrijving van de monsters

B 13 BRESKENS 27/7/67
 51°21'52" N
 3°31'416" E
 S 46 Zelfde plaats
 Suspensiemonster - 1m van de bodem
 S 47 Zelfde plaats
 Suspensiemonster - 6m onder het water-oppervlak
 S 48 Zelfde plaats
 Suspensiemonster - 1m25 van de bodem
 S 49 Zelfde plaats
 Suspensiemonster - oppervlakte

Tabel 48

n°	kalk	C
B 13	12.75	.
S 46	27.00	3.90

HOOFDSTUK IV

Sedimenttransportmetingen in de omgeving van de toegangsgeul tot de Boudewijnsluis,
de Zandvlietsluis en de strekdam van Doel

1. Studie van het Bodemsediment voor de toegangsgeul tot de zandvlietsluis en de
strekdam van Doel.

Op de bodemkaart, opgenomen door A. Bastin in 1964, in de omgeving van de huidige Zeesluis te Zandvliet, zijn zeer duidelijk enkele belangrijke eenheden in de aard van de bodemsamenstelling te onderscheiden (fig.II 107). In de vaargeul, begrensd door de 8m dieptelijn, komt een langgerekte kleiplaat voor, waarop zich enkele losse slibvelden bevinden. Aan weerszijden van de kleiplaat is er fijn slibhoudend zand. De rest van het bodemoppervlak bestaat, zoals duidelijk te zien is, uit zand. In fig.II 108 zijn enkele korrelgrootteanalyses van deze sedimenten weergegeven. Kromme 1024 geeft het zand weer ($M_d = 165 \mu$, $M = 156 \mu$, $S_o = 0.30$ en $S_k = +0.24$). Het is een goed gesorteerd matig fijn zand. Monsters 940 en 1119 werden genomen in een kleizone. Deze monsters bevatten nog meer dan 60% zand en hebben een zwak oplopend middenstuk wat op hun minder goede sortering wijst. Monster 981 en 1108b werden genomen in een sliblaag, respectievelijk ter hoogte van de tijmeter van Hedwigpolder (981) en in de omgeving van Blauwgaren (1108b). Buiten monsters 981, dat een veel hoger kleigehalte heeft, verschillen deze slibmonsters niet van de kleimonsters. Vooral de grote paralleliteit tussen de kromme, wijst op een zeer goede overeenkomst tussen beide reeksen monsters. Monsters 1054 en 1070 werden in een erosiesliblaag genomen ter hoogte van Fort Frederik. Deze sliblaag strekt zich uit tot ongeveer ter hoogte van de huidige zeesluis. De korrelgroottesamenstelling is duidelijk verschillend van de vorige monsters. Het zijn zeer vlak liggende krommen, met een zeer laag zandgehalte (12 à 26%) en een hoog kleigehalte (ongeveer 50% en meer kleiner dan 2μ).

Een nieuwe bodemkaart werd opgemaakt in januari 1969, na de aanleg van de Zandvlietsluis en de strekdam van Doel (Fig.II 107). Het verschil tussen beide metingen valt dadelijk op : de ganse omgeving bestaat nu uit zand. Stroomopwaarts van de toegangsgeul komen zelfs keien, grind en schelpen over een vrij grote oppervlakte voor. Dit is hier zeer duidelijk een erosiebodem.

Stroomafwaarts is nog een kleine rest van de veel grotere kleiplaat van 1964 zichtbaar, met daarop een (dunne) sliblaag. In de toegangsgeul zelf bestaat het sediment uitsluitend uit slib. Het lijkt ons hier zonder meer duidelijk dat de aanleg van de strekdam (waardoor een vernauwing van de vaargeul bewerkt werd) een sterke erosie in de ganse omgeving voor gevolg heeft gehad. Hierdoor is een resterende keienvloer ontstaan in de diepste gedeelten.

In fig. II 109 zijn de korrelgrootteanalyses weergegeven van enkele nieuwe monsters welke genomen werden. De zandmonsters zijn niet grover dan de monsters van 1964, er is echter minder fijn zand aanwezig waardoor dit sediment een betere sortering heeft gekregen (monster B24 is uitzonderlijk grof. Dit sediment komt meer naar de Ballastplaat toe voor). Ook het kleimonster (B27 - zwarte plastische klei) komt overeen met de kleimonsters, onderzocht in 1964 (940 en 1119). De monsters genomen in het slibveld van de sluis, (B26, B28, B29) vertonen op hun beurt dezelfde karakteristieken als het slib onderzocht in 1964.

De voornaamste verandering, welke bij eerste benadering na de aanleg van de twee hogergenoemde kunstwerken optrad, was een evacuatie van slib en kleirijke sedimenten, evenals van fijn zand, waardoor een uitgewassen keien laag enerzijds en nog een kleine klei en slibvlek anderzijds overbleef.

Het sediment uit de toegangsgeul tot de Zandvlietssluis:

Het sediment, dat afgezet in de toegangsgeul tot de Zandvlietssluis, werd meer in detail onderzocht op zijn korrelgrootte eigenschappen en kalkgehalte. De monsters zijn afkomstig van een boring uitgevoerd door J.J. Peters, (Waterbouwkundig Laboratorium, Borgerhout). Op de plaats waar de boring uitgevoerd werd was de recente slibafzetting ongeveer 1m50 dik. Het slib werd onderzocht over een hoogte van 0m75, met een monsternamen alle 10 cm. De resultaten hiervan zijn weergegeven in fig. II 110. Behoudens een zeer zandrijk niveau (ongeveer 30% grover dan 62 μ op 1m van de bodem) zijn deze afzettingen vrij uniform wat de korrelgrootteverdeling betreft. Het zandgehalte is tussen 5 en 15% gelegen, het kleigehalte tussen 30 en 45%.

We hebben eveneens enkele korrelgrootteverdelingskrommen weergegeven. Hieruit blijkt de uniformiteit van dit sediment nog meer. Alle krommen vallen samen in een vrij smalle band gevormd door monster Zs28-30 en Zs64-66. Het zijn allen krommen met een zeer vlak liggend verloop. Ook monster Zs24-26 valt hier duidelijk als een uitzondering op. Dit monster stemt overeen met het reeds hoger vermelde zandig niveau.

We kunnen hierbij opmerken dat deze kromme wel steiler staat in de zandfractie, maar in de fijnere frakties vrijwel parallel aan de andere krommen verloopt. Vergelijken we nu dit sediment met het slib uit de Schelde-geul, dan bemerken we een zeer goede overeenkomst in de kurven. Nochtans dient hier opgemerkt dat het slib in de Schelde geul zandrijker is dan dit uit de toegangsgeul (12 à 30% tegen 2 à 10%).

Het kalkgehalte van het slib uit de toegangsgeul is zeer uniform en bedraagt 12 à 14 %.(tabel 50).

No	CaCO ₃	No	CaCO ₃
4 - 6	12.00	32 - 34	14.50
8 -10	13.50	36 - 38	14.50
12 -14	13.00	40 - 42	14.00
16 -18	14.00	44 - 46	13.50
20 -22	13.00	48 - 50	14.00
24 -26	10.50	52 - 54	14.00
28 -30	14.00	68 - 70	13.00

Tab. 50.

2. Kontinue metingen in de omgeving tot de toegangsgeul van de Zandvlietsluis en de strekdam van Doel.
-

1. Meetpunt Blauwgaren 1.

- a) Datum: 5 september 1969
- b) Lokalisatie van het meetpunt: De metingen werden verricht ter hoogte van Blauwgaren aan de linkerkant van het vaarwater.
Deze positie ligt ongeveer 1200 m stroomafwaarts van dwarsraai "61Km560 - opwaarts monding". (VALCKE E., 1966).
Ze is eveneens juist stroomopwaarts van de Strekdam van Doel gelegen.
- c) Het getij: Het tijamplitudo, opgemeten aan de tijmeter van Hedwigpolder, bedroeg 3m41 (fig.II 111). Het amplitudo voor een gemiddeld tij in 1950 bedroeg in deze omgeving 4m52, zodat we hier mogen aannemen dat de metingen bij een zeer laag amplitudo verricht werden (dood tij).
- d) Stroomsnelheid : De stroomsnelheden bereikten hun hoogste waarde tussen 12h30 en 13h30 (3 à 4 uur na hoog water). De maximale snelheid was echter nooit veel hoger dan 1m00/sec.
Ter illustratie is in fig. II 111 eveneens de stroomsnelheid op 10% van de diepte weergegeven.
- e) Zoutgehalte: Het zoutgehalte varieerde tussen 5 en 10 g/l. Het verschil in zoutgehalte tussen bodem en oppervlakte is maximaal om 11h30 (na kentering hoog water). Verder is dit verschil vrij klein.
- f) Sedimentkoncentratie : Gedurende de ganse meetperiode bleef de sedimentkoncentratie lager dan 400 mg/l. Het transport is iets groter bij eb dan bij vloed, maar het verschil is niet noemenswaardig (fig.II 109). We hebben in fig.II 110 eveneens de verdeling van het sedimenttransport volgens een verticale weergegeven in functie van een log z/H ordinaat. Hieruit blijkt dat de sedimentverdeling vrij uniform is over de ganse diepte, en dat, wanneer een toename in de diepte optreedt, deze plaats vindt in de onderste 10% van de diepte.

2. Meetpunt : Blauwgaren 2.

- a) Datum: 15 september 1969
- b) Lokalisatie van het meetpunt : $51^{\circ}19'59''$ N
 $04^{\circ}16'38''$ E

rechterkant vaarwater.

Deze meetplaats ligt ongeveer 2000m stroomafwaarts van de dwarssectie "61Km560 opwaarts monding" in Stormvloeden op de Schelde D1 2.

- c) Het getij : De tijkromme, weergegeven in fig. II 111 is gebaseerd op de tij gegevens van de tijmeter Liefkenshoek. Het tijamplitudo bedroeg 5m05. Een gemiddeld tij in 1950 had in deze omgeving een amplitudo van 4m53. Een springtij in dezelfde periode had een amplitudo van 5m65. De metingen waren dus aan de hoge kant voor een gemiddeld tij.
- d) Stroomsnelheden : De stroomsnelheid op 1m van de bodem werd alleen opgemeten gedurende vloed. De resultaten zijn weergegeven in fig. II 111. Gedurende het eerste gedeelte van de vloed was de snelheid tegen de bodem vrij hoog (tot 80cm/sec). Na 15h30 daalde de snelheid tot 40 à 50 cm/sec. Het zoutgehalte evolueerde tussen 6,5 g/l en 11,3 g/l. Het verschil, 4,80 g/l stemt overeen met de metingen van juli 1967 op standplaats Fort Frederik.
- e) Sedimentkoncentratie : De sedimentkoncentratie werd alleen gedurende vloed en het laatste gedeelte van de eb gemeten. (Fig. II 111). Op 1m van de bodem bleven de suspensiegehalte meestal lager dan 400 mg/l. Slechts enkele kleinere maxima tot 700 mg/l kwamen voor. Elk van deze maxima wordt verder eveneens gekenmerkt door zeer felle en snelle variaties in de concentratie. Voor zover nu deze waarden enige veralgemening toelaten mogen we zeggen dat de suspensies in vergelijk met de metingen van standplaatsen Fort de Parel (1967), (1967) Fort Frederik en Belgische sluis (1969) zeer laag zijn en dit zelfs ondanks de vrij hoge tijamplitudo waarbij gemeten werd.

Enkele verticale verdelingen van de sedimentkoncentratie uitgezet volgens een log z/H ordinaat zijn weergegeven in fig. II 112. Ook hier zien we dat het sediment vrijwel uniform over de ganse diepte verdeeld is. Op de ogenblikken dat er een sterkere suspensie toename met de diepte optrad, deed deze zich voor in de onderste 10 à 15% van de diepte.

3. Metingen ter hoogte van boei 89 - 89A (strekdam Doel) - I.

a) Datum: 1 oktober 1968

9 oktober 1968

6 november 1968

b) Lokalisatie van het meetpunt : $51^{\circ}20'44''$ N

$04^{\circ}16'02''$ E

linkerkant vaarwater.

Dit meetpunt ligt 400 m stroomafwaarts van het stroomafwaartse einde van de strekdam van Doel, en tegenover de zuidelijke kaaimuur van de toegangsgeul tot de Zandvlietsluis.

c) Het getij: Het tij-amplitudo voor de verschillende meetdagen bedroeg :

1 - 10 - 1968 : 3m65

9 - 10 - 1968 : 4m84

6 - 11 - 1968 : 4m69

De metingen werden dus respektievelijk bij een zeer laag en een zeer hoog amplitudo verricht.

De tijgegevens zijn afkomstig van de tijmeter aan de zandvlietsluis.

d) Sedimentkoncentraties : In Fig. II 114 werden de verschillende sedimentkoncentraties uitgezet volgens verticale profielen, voor de verschillende meetdagen. Gedurende de eb periode van 1/10 steeg de sedimentkoncentratie tegen de bodem nooit veel hoger dan 400 mg/l. Tijdens vloed-metingen van 9/10 en 6/11 komen wel hogere sedimentkoncentraties voor. Deze beperken zich echter tot 1 à 2 uur na laag water. Op 9/10 bedroeg de maximale concentratie zowat 700 à 800 mg/l, op ongeveer 1m van de bodem. Op 6/11 was deze maximale waarde iets lager namelijk 500 à 600 mg/l. Een continue meting, verricht op 4m50 onder het wateroppervlak toont duidelijk de snelle afname van deze hogere concentraties op ongeveer 1h30 na hoog water aan.

In fig. II 115 werden de verschillende metingen geschematiseerd samengevat, zodat we nu de evolutie van de sedimentkoncentratie en in de diepte en in de tijd kunnen vervolgen. Als referentie voor de tijd werd het uur van hoog water te Vlissingen genomen. Men bemerkt nu duidelijk de korte periode na kentering laag water, gedurende dewelke zich hogere concentraties voordoen.

In fig.II 116 werden de sedimentkoncentraties van enkele vertikalen uitgezet volgens een log. z/H ordinaat. Hieruit kunnen we afleiden dat de toename in sedimentkoncentratie veelal geleidelijk gebeurt. Er komen geen plotse of steile toenames op een gegeven diepte voor.

e) Korrelgrootteonderzoek : Op 4m50 onder het wateroppervlak werden, gedurende de metingen 4 suspensiemonsters genomen, welke onderzocht werden op hun korrelgroottesamenstelling. De resultaten hiervan zijn weergegeven in fig.II 116. De suspensie op deze diepte bleek zeer zandarm en kleirijk te zijn. Op 9/10 was het zandgehalte het laagste (ongeveer 7%), terwijl op 1/10 en 6/11, 10 à 20 % zand aanwezig was. Alle krommen vertonen een steil gedeelte in de zandfractie en een zwak oplopend stuk tussen 62 en 2 mu.

4. Metingen ter hoogte van boei 89 - 89A (strekdam Doel) II

- a) Datum: 2 september 1969
- b) Lokalisatie van het meetpunt : Dit meetpunt lag ongeveer op dezelfde plaats als de meetplaats van oktober en november 1968.
- c) Het getij : De tijgegevens zijn afkomstig van de tijmeter van de Zandvlietsluis. Het tijamplitudo bedroeg 4m57 (fig.II 117). Dit amplitudo stemt overeen met dit van hoger genoemde metingen in 1968.
- d) Stroomsnelheid : In fig.II 117 is de evolutie van de stroomsnelheid op 10% van de diepte weergegeven. Deze snelheid varieerde tussen 60 en 80 cm/sec, en is eerder iets groter bij eb dan bij vloed.
- e) Het zoutgehalte : De evolutie van het zoutgehalte aan de oppervlakte en tegen de bodem is weergegeven in fig.II 117. Minimaal bedroeg het zoutgehalte 5,5 g/l, maximaal 12 g/l. Het verschil tussen oppervlakte en bodem is zeer gering. Slechts na kentering van laag en hoog water is het verschil groter. (1,6 g/l bij laag water en 1,9 g/l bij hoog water).
- f) Sedimentconcentratie : De evolutie van de sedimentconcentratie respectievelijk op 10 en 50% van de diepte, is weergegeven in figuur II 117. Bij het begin van de meetperiode (rond 10 uur) was dit verschil ongeveer 600 mg/l voor het overige gedeelte van de tijd werden veel kleinere verschillen waargenomen.
De sedimentconcentratie bereikte zijn hoogste waarde tegen het einde van de eb tot aan de kentering van laag water (tussen 12 en 14h). In deze periode lopen de concentratie tegen de bodem van 400 tot meer dan 1600 mg/l. Gedurende de ganse vloed komen slechts concentraties van 200 mg/l en kleiner voor.
Wordt de sedimentconcentratie uitgezet volgens een log z/H ordinaat (fig.II 116), dan zien we dat er gedurende vloed vrijwel rechte lijnen, en dus een volkomen uniforme verdeling van de sedimentconcentratie, voorkomen.
Bij eb echter treedt er tussen 50 en 70% van de diepte een zeer sterke toename in de concentratie op. Deze toename kan ofwel doorgaan in de onderliggende waterlagen (10h00, 14h00) ofwel ophouden (12h00 en 13h00).

5. Kontinue metingen op standplaats : Oudendijk.

a) Datum : 2 september 1969

b) Lokalisatie van het meetpunt : $51^{\circ}20'40''$ N
 $04^{\circ}10'21''$ E

rechterkant vaarwater

Dit meetpunt ligt ongeveer 250 m stroomopwaarts van de zuidelijke kaaimuur van de toegangsgeul tot de Zandvlietsluis.

c) Het getij : zie meetpunt Boei 89 - 89A (2).

d) Stroomsnelheid : In figuur II 118 is de evolutie van de stroomsnelheid op 1 m van de bodem weergegeven. De snelheid was vooral hoog gedurende eb (meer dan 100 cm/sec). Bij vloed bedroeg de stroomsnelheid 80 cm/sec terwijl ze op het einde van de vloed steeg tot 85 cm/sec.

e) Zoutgehalte : De variatie van het zoutgehalte tegen de bodem (fig.II 118) bedroeg ongeveer 6 g/l. Als maximale waarde werd iets meer dan 11 g/l waargenomen, terwijl het minimum rond de 5 g/l gelegen was.

e) Sedimentkoncentratie : gedurende de ganse ebperiode bedroeg de sediment concentratie, gemeten op 1m van de bodem (fig.II 118) slechts 200 mg/l.

Vanaf het einde van de vloed kwamen op sommige ogenblikken hogere sediment concentraties voor (tot 75 mg/l).

Ook de metingen verricht op 6 en 26 januari 1969 (niet verder weergegeven) wijzen op het voorkomen van deze piekwaarden bij vloed. Deze pieken zijn echter steeds van korte duur. (ongeveer 30 min.)

6. Kontinue metingen verricht stroomafwaarts van de Zandvlietsluis.

a) Datum : De hierna besproken metingen werden verricht op 7 maart 1969,
24 maart 1969 en 13 juni 1969.

b) Lokalisatie van het meetpunt : (Deze positie is benaderend).

51°21'00" N

04°16'00" E

rechterkant vaarwater

Het meetpunt is stroomafwaarts van de noorderlijke kaaimuur van de toegangsgeul tot de sluis gelegen.

c) Het getij : Het tijamplitudo voor de verschillende meetdagen bedroeg:

7 - 3 - 1969 : 5m42 aan de tijmeter te Hedwigpolder

24 - 3 - 1969 : 4m38 idem

13 - 6 - 1969 : 4m75 idem

d) stroomsnelheid en richting : De stroomsnelheid werd opgemeten gedurende de meting van 13 - 6 - 1969. Uit deze meting, verricht op 0m75 van de bodem blijkt dat de stroomsnelheid steeds een zeer lage waarde heeft (fig.II 120). De maximale waarde bedraagt 30 cm/sec.

Uit de enkele vertikale profielen welke opgemeten werden kunnen we afleiden dat gedurende de tweede helft van de vloed de stroming in de richting van de sluis gericht is tegen de bodem en van de sluis weg aan de oppervlakte. Gedurende de eerste helft van de vloed wees de stroomsnelheid aan de oppervlakte eveneens in de richting van de sluis. De waarde van de stroomsnelheden zijn niet veel hoger aan de oppervlakte dan tegen de bodem.

e) Sedimentkoncentratie : De sedimentkoncentratie vertoonde gedurende de drie meetdagen enkele steeds weerkerende kenmerken (fig.II 119 en 120). In absolute grootte komen wel vrij grote verschillen voor.

Eerst en vooral bemerken we dat in de onderste 50 cm van de diepte de concentraties steeds zeer hoog zijn (meer dan 2000 à 5000 mg/l) gedurende vloed en zeer laag (ongeveer 300 mg/l) gedurende eb. Dit beeld wordt eveneens weerspiegeld in de hogere waterlagen maar daar zijn de concentraties veelal kleiner (500 à 2000 mg/l bij vloed en slechts 300 mg/l bij eb).

Een tweede steeds weerkerend verschijnsel is dat bij het inzetten van de vloed de concentratie vrij plotseling stijgt van 200 tot bv 500 mg/l om na een uur te dalen en na ongeveer een kwartier opnieuw te stijgen. Gedurende de rest van de vloed komen dan de reeds hoger genoemde hogere waarden voor. Na de kentering van hoog water ten slotte daalt de sedimentconcentratie tot een zeer lage waarde om zo te blijven tot aan de volgende vloed.

Zoals we reeds zegden zijn de absolute waarden verschillend voor de verschillende meetdagen. De laagste waarden werden waargenomen op 13/6/69. De waarden op Om75 van de bodem bedroegen toen niet meer dan 1400 mg/l. (we wijzen er nochtans op dat deze concentraties voorkwamen boven een laag met veel hogere sedimentconcentratie welke in de onderste 50 cm aanwezig is).

Wanneer de sedimentconcentraties in een vertikaal profiel uitgezet worden volgens een log z/H ordinaat (fig.II 121) dan bemerken we dat verschillende verdelingen met een min of meer steile S-vorm overeenstemmen. Er is een eerste toename in tussen de 60 en 70% van de diepte, waarna de toename in concentratie enigszins afneemt om in de onderste 10% opnieuw sterk te stijgen. Op andere ogenblikken (12h45 en 14h45) is er geen vermeerdering in concentratie met de diepte. De concentraties zijn nu eveneens zeer laag.

f) Korrelgrootte-analysen : Tijdens de verschillende meetdagen werden enkele suspensie-monsters genomen, welke onderzocht werden op hun korrelgroottesamenstelling (fig.II 121).

Dit suspensiesediment bevat slechts 1 à 5 % zand (boven 62 μ) wat opvallend laag is. Het gehalte kleiner dan 2 μ ligt tussen de 45 en de 55%. Vergelijken we dit met de korrelgroottesamenstelling van het sediment in de toegangsgeul dan kunnen we een zekere gelijkenis vaststellen. Monster S65 is een suspensie-monster genomen op meetplaats Oudendijk en zoals men kan zien is geen groot verschil met de monsters genomen aan het noordelijk uiteinde van de toegangsgeul.

3. Niet continue metingen op dwarsraaien in de omgeving van de Zandvlietsluis.

Deze metingen werden verricht op het ogenblik dat de reeds hoger beschreven bodemkaart in de omgeving van de Zandvlietsluis opgenomen werd (januari 1969).

De lokalisatie van de meetpunten is gegeven in bijgaand overzichtskaartje (fig II 122). In dezelfde figuur is een geïdealiseerde tijkromme getekend waarop het ogenblik van de verschillende metingen, met referentie tot het getij, aangeduid is. In deze figuur zijn eveneens enkele afzonderlijke meetpunten aangeduid welke op losse metingen betrekking hebben.

- Dwarsraai AA'

Deze meetraai ligt stroomopwaarts van de toegangsgeul. De meting vond plaats rond kentering van hoog water. (fig. II 123).

De bodem bestaat uitsluitend uit zand met zandstenen en keien. De sedimentconcentratie bedroeg maximaal 400 mg/l tegen de bodem en 300 à 350 mg/l daarboven. Er bestaat geen verschil tussen de meetpunten.

- Dwarsraai BB'

Deze meetraai is juist voor de ingang van de toegangsgeul gelegen (fig. II 124).

De meting werd ongeveer 1 uur na kentering hoog water uitgevoerd.

De bodem bestaat uit zand op het punt het verst van de toegangsgeul verwijderd, naar de toegangsgeul toe komt klei voor en in de toegangsgeul zelf slib.

De sedimentconcentratie neemt toe in de richting van de toegangsgeul. De toename is niet zeer groot, maar toch duidelijk waar te nemen aan het stijgen van de lijn van 300 mg/l.

Worden nu deze sedimentconcentratie volgens een verticale uitgezet langs een log z/H ordinaat, (fig. II 125) dan bemerken we dat verticale 2 en 3 een continue toename aan suspensie vertonen, terwijl bij verticale 1 de toename zeer steil is rond 30% van de diepte en vervolgens veel minder.

- Dwarsraai CC'.

Deze meetraai is gelegen voor het noordelijk gedeelte van de toegangsgeul tot de Zandvlietsluis.

De metingen werden verricht 1h30 à 2h na kentering hoog water. De bodem (fig. II 126) bestaat uit zand aan weerszijden van het dwarsprofiel.

Tussen de punten 2 en 3 komt een slibvlek voor welke in de kontinuemetingen geregistreerd werd. Deze sliblaag is min of meer in een depressie gelegen. Op de drie meetplaatsen was de sedimentconcentratie laag. Tegen de bodem is er een toename in de richting van de Scheldegeul (van meetpunt 2 naar meetpunt 3). De waarde van 500 mg/l, aangegeven boven het slib, is een extrapolatie uit de overige metingen.

We kunnen uit dit dwarsprofiel tevens opmaken dat, met uitzondering van de waarden boven slib, geen grote toename in suspensie waar te nemen is met de diepte.

- Dwarsraai DD'.

Deze meetraai ligt stroomafwaarts van vorige meetraai.

De metingen werden ongeveer 1h30 na hoog water verricht.

De bodem bestaat hoofdzakelijk uit een homogeen zand (fig.II 127). De sedimentconcentratie is op de twee verticale vrijwel gelijk. Er komt een geringe toename voor in de onderste waterlagen. (tot 300 mg/l).

- Dwarsraai EE'.

Deze meetraai ligt 400 à 500 mg/l stroomafwaarts van de toegangsgeul tot de Zandvliet-sluis.

De metingen werden verricht ongeveer 1h30 na kentering hoog water. De bodem op deze plaats bestaat uitsluitend uit homogeen zand (fig.II 127).

De sedimentconcentratie volgens de gemeten vertikalen zijn eerder laag (max. 300 à 400 mg/l). Er is een zwakke toename in de onderste waterlagen naar de dijk toe.

- Dwarsraai FF'.

Deze meetraai ligt ongeveer 600 m stroomopwaarts van de toegangsgeul tot de Zandvliet-sluis. De metingen werden verricht 3 uur na kentering laag water.

De bodem op deze dwarsraai (fig.II 128) bestaat uit zand met kleikeien tegen de rechter Schelde-oever, naar het midden van de stroom toe komt een slibveld voor (meetpunt 3 en 4) voorbij deze slibvlek is opnieuw zand.

De sedimentconcentraties, gemeten op de verschillende vertikalen, zijn duidelijk het hoogste boven, en in de omgeving, van de slibvlek (tot 2000 mg/l) en nemen naar beide zijden sterk af (tot 450 à 500 mg/l).

Eveneens bestaat er een verschil in de suspensietoename volgens een verticale.

Dit wordt duidelijk gemaakt door de procentuele diepte te beschouwen (volgens een log z/H ordinaat).

In fig. II 125 zien we dat de vertikalen 2 en 6 geen uitgesproken steile gedeelten in de suspensietoename vertonen. Vertikale 3 daarentegen, opgemeten boven slib, heeft een zeer sterke suspensietoename rond de 30% van de diepte. Daaronder treedt geen vermeerdering aan concentratie meer op. Vertikale 4, gemeten op het zand naast het slib, heeft een sterke concentratievermeerdering rond 9 à 10% van de diepte.

- Dwarsraai GG'.

Deze dwarsraai is ongeveer 1100m stroomopwaarts de toegangsgeul gelegen. De metingen werden 1uur30 voor kentering van hoog water verricht.

De bodemsamenstelling (fig.II 129) bestaat uit een sliblaag, met aan weerszijden zandafzettingen. Zoals blijkt uit de vertikalen is de sedimentconcentratie het hoogste boven het slibveld (4000 à 5000 mg/l) en lager aan weerszijden ervan (600 à 700 mg/l). Daarbij is de verdeling van de suspensiedichtheid volgens een vertikale verschillend naarmate de meting verricht werd boven slib of boven zand.

Vertikale 1 en 5 vertonen een ietwat sterkere concentratieverhoging rond 20% van de diepte (fig.II 125). De vertikalen 3 en 4 (boven slib opgemeten) daarentegen vertonen een ander verloop. Enerzijds zien we een sterkere toename rond 30 à 40% van de diepte en eveneens een zeer sterke toename rond 10% van de diepte.

- Enkelvoudige metingen.

Buiten de bovenvermelde meetraaien werden nog enkele alleenstaande vertikalen opgemeten. Deze zijn weergegeven in fig.II 120. Het ogenblik waarop ze gemeten werden ten opzichte van de tijkromme is weergegeven in fig. II 122. Op al deze meetpunten werden zeer hoge concentraties waargenomen.

Het verloop van de krommen volgens een log z/H ordinaat (fig.II 125) beantwoordt aan wat we reeds konden waarnemen in meetraaien FF' en GG', namelijk ofwel een continue sterke toename (C4a, D2a, D3b) ofwel een steile toename rond 30% van de diepte en daarna een afname in de concentratieverhoging.

-- Meetraaien Fort Frederik en Fort Filip (9 en 10 september 1969).

Twee meetraaien werden stroomopwaarts van de zandvlietsluis opgemeten, respectievelijk ter hoogte van Fort Frederik en van Fort Filip.

Deze metingen hadden tot doel om een verband te zoeken tussen de aard van de bodem samenstelling en de suspensie boven de bodem. De resultaten zijn weergegeven in figuren II 131 en 132.

Uit beide metingen blijkt dat er min of meer duidelijk een verband kan gelegd worden. We zien namelijk in de twee metingen dat boven slib of klei hogere suspensiedichtheden waargenomen worden dan boven zand. Het verschil is vooral uitgesproken bij de meting van Fort Filip (400 mg/l boven zand tegen 1600 à 1800 mg/l boven slib).

In fig II 131 werd eveneens de natuurlijke radioactiviteit van de bodem uitgezet (opgemeten met de sonde van A.Bastin). Het verband tussen de hogere radioactiviteit en de hogere suspensiekoncentraties boven de bodem is zonder meer duidelijk.

a) Datum : 25 maart 1969

b) Lokalisatie van het meetpunt : $51^{\circ}17'03''$ N

$04^{\circ}19'39''$ E

rechterkant vaarwater

De meetplaats is stroomafwaarts van de noordelijke kaaimuur van de toegangsgeul gelegen.

c) Het getij : de tijamplitudo bedroeg 4m07. Deze waarde is zeer laag vergeleken bij een amplitudo van 4m60, welke als een gemiddeld tij voor deze omgeving mag beschouwd worden (Gemiddeld tij voor 1950 op dwarsraai "66Km560 opwaarts monding" (VALCKE E. 1966).

d) Sedimentkoncentratie : In fig. II 133 is de evolutie van de sedimentkoncentratie weergegeven in functie van de tijd en de diepte onder het wateroppervlak. Gedurende de ganse eb periode kwamen uitsluitend lage concentraties voor (250 à 300 mg/l). Vanaf het inzetten van de vloed echter treedt er een sterke concentratietoename op tegen de bodem (deze is vooral hoog tot op ongeveer 1m van de bodem) welke blijft tot aan het einde van de vloed voortbestaan. Boven deze zone met hoge concentratie komt een gebied voor waarin de concentratie geleidelijk afneemt naar de oppervlakte toe. Na ongeveer 1h30 daalt hier de sedimentkoncentratie zeer sterk, om na een dertigtal minuten opnieuw te stijgen en hoog te blijven tot aan het einde van de vloed.

Uitgezet volgens een log z/H ordinaat (fig II 133) zien we dat de toename aan suspensiedichtheid geleidelijk gebeurt in functie van de toenemende diepte.

Dezelfde verschijnselen, als waargenomen aan de Zandvlietsluis, treden dus ook hier op. Verder merken we eveneens nog op dat de concentraties zeer hoog zijn ondanks het eerder lage tijamplitudo.

e) Korrelgrootte: Ook hier werden enkele suspensiemonsters op hun korrelgrootte eigenschappen onderzocht (fig. II 133).

De korrelgroottekrommen zijn een zeer zwak oplopend vanaf 62 μ (het gehalte aan grover sediment is niet meer dan 3%) tot in de fijnste frakties. Het kleigehalte (kleiner dan 2 μ) bedraagt tussen 35 en 60%. De suspensie in deze omgeving blijkt niet alleen zandarmer te zijn dan dit aan de zandvlietsluis, maar eveneens armer aan grover silt (het gehalte korrels boven 25 μ bedraagt hier 7 à 9% tegen 10 à 16% aan de zandvlietsluis).

HOOFDSTUK V.

Flokulatieproeven op Schelde-slib

Ten einde de eventuele invloed van de flokulatie op de sedimentatie van slib na te gaan hebben we een serie proeven uitgevoerd op natuurlijke Schelde-suspensies en dit op het ogenblik zelf dat deze suspensies bemonsterd werden. De chemische samenstelling, zowel van het scheldewater als van het slib bleven aldus onveranderd. We hopen op deze manier te kunnen zeggen dat we het natuurlijk milieu zoveel mogelijk benaderd hebben.

a) Fysico-chemische karakteristieken tijdens de proeven.

In tabel 51 zijn het zoutgehalte, de temperatuur en de daarmee overeenstemmende viscositeit en dichtheid van het water weergegeven. Ook de suspensiedichtheid tijdens de proeven is hier aangegeven. Het lijkt ons belangrijk er hier op te wijzen dat alle proeven, behalve de laatste, verricht werden bij een zoutgehalte tussen 5 en 10 g/l. Volgens sommige auteurs is binnen deze grenzen de variatie aan flokulatie het meest intens (Migniot C., 1968). Ze is zeer laag bij lagere waarden van het zoutgehalte en verandert haast niet meer bij hogere waarden. De laatste proef werd verricht met zoet water.

De concentratie aan gesuspendeerde stoffen was uiteraard deze op het ogenblik van de monsternamen. Het toestel bleek ongeschikt voor proeven bij een concentratie groter dan 600 mg/l, daar het volume bezonken sediment dan veel te groot was.

In zoet water echter konden proeven met meer dan 1000 mg/l uitgevoerd worden. Dit verschijnsel houdt verband met het verschil in vlokvorming in zoet en zout water. De kompaktie van een geflokuleerd sediment is merkkelijk geringer dan een niet geflokuleerd sediment (White W.A., 1961).

b) Korrelgrootteverdeling van het suspensiesediment.

In fig. I 33 is de korrelgrootteverdeling van de verschillende monsters weergegeven (monster n^o 6 werd niet geanalyseerd). Monster n^o 3 geeft het beeld weer van een zeer zandrijke suspensie, 75% is grover dan 100 μ en er is slechts 2 à 3% klei (kleiner dan 2 μ) aanwezig.

n°	zout. g/l	temp. °C	viskos. poise	dichth.	suspentie. g/l
I	8.00	10	0.013	1.006	0.197
3	7.10	16	0.011	1.004	0.222
4	7.10	16	0.011	1.004	0.200
6	4.80	13	0.012	1.004	?
7	0	19	0.010	1.000	0.470
8	0	19	0.010	1.000	1.041

Tabel 51

n°	d ₅₀ ^{n°}	% 62mu	% (62 - 2)mu	% 2mu
I	II	4.62	63.63	31.75
3	128	81.56	15.91	2.53
4	II	4.81	68.17	27.02
7	6.6	3.50	51.50	45.00
8	40	43.-	37.00	20.00

Tabel 52

Monsters n^o 1, 4 en 7 bevatten slechts 5% zand grover dan 62 μ en meer dan 25 à 30% klei. De korrelgrootteverdeling van proef n^o 8 vertoont een zekere gelijkenis met proef n^o 3. Ook hier hebben we een zeer zandrijke suspensie. Het onderscheid tussen beide is enerzijds gelegen in de staart in de grovere frakties welke bij monster n^o 8 aangetroffen wordt (er komt hier een aanzienlijke hoeveelheid sediment grover dan 250 μ en zelfs 1000 μ voor) en anderzijds in het hoger kleigehalte (ongeveer 20%) bij monster n^o 8.

Een overzicht van enkele korrelgrootte karakteristieken van deze monsters vindt men in tabel n^o 53.

c) Sedimentatieproeven.

In fig. I 34 werden de resultaten van de verschillende bezinkingsproeven weergegeven. De verschillende krommen werden hier uitgedrukt in functie van de tijd (logaritmische abcis omdat dit gunstiger bleek voor de verdere berekening - Cohen L., 1959).

De hoeveelheid bezonken sediment op elk ogenblik, uitgedrukt in volume, werd omgerekend in procent ten opzichte van de totale hoeveelheid bezonken sediment. Deze laatste werkwijze laat uiteraard een gemakkelijker vergelijk toe tussen de verschillende proeven.

Bij het beschouwen van fig. I 34 valt het onmiddellijk op dat we twee soorten van krommen kunnen onderscheiden. Enerzijds kurven welke weinig of geen bezinking vertonen tot op een ogenblik $\ln t = 6,5$ (ongeveer 10 min) na volledige stroomstilstand en dan zeer steil oplopen tot op het ogenblik $\ln t = 8$ (ongeveer 50 min) waarop meer dan 80% van het materiaal bezonken bleek te zijn.

Binnen een tijdspanne van 40 minuten vlokt hier dus de grote meerderheid van het sediment uit. Na een tijd $\ln t = 8$ is vermoedelijk de concentratie aan suspensiesediment te klein geworden voor verdere vlokvorming (dit zou dan tevens betekenen dat de grens $\ln t = 8$ afhankelijk is van de oorspronkelijke concentratie). Een uitzondering op deze groep krommen maakt proef n^o 3 welke met een zeer zandrijke suspensie verricht werd. Deze proef wordt verder uitvoeriger besproken. Al deze proeven werden uitgevoerd in brak water.

Een tweede groep krommen (n^o 7 en 8) vertoont een andere afzettingsgeschiedenis. De sedimentatie zet hier vroeger in en begint onmiddellijk zeer langzaam op te lopen.

Op het ogenblik $t = 7$ (ongeveer 20 min) is ongeveer 35 à 40% van het sediment bezonken. De afzetting neemt nu wat vlugger toe (vooral in proef n^o8).

Het algemeen verloop van deze krommen verschilt dus duidelijk van de vorige groep. Deze laatste proeven werden verricht in zoet water.

In fig. I 34 werden deze akkumulatiekrommen omgerekend in kumulatieve equivalente korrelgrootteverdelingskrommen, volgens een methode besproken in Cohen L., 1959. Voor de verschillende proeven werd daarbij uitgerekend welke de valtijden waren van kwartskorrels onder de gegeven fysico-chemische omstandigheden en de valhoogte van de suspensie. De resultaten hiervan zijn weergegeven in fig. I 35. Ook hier zijn de valtijden uitgedrukt in natuurlijke logaritmen.

Drie van de uitgevoerde proeven gaven een zeer regelmatig, vrij steil oplopende kromme weer. We merken hier op dat de gemiddelde equivalente korrelgrootte (M) gelegen is tussen 18 en 21 mikron (tab. 53) terwijl 84% van de vlokken een valsnelheid vertonen welke groter is dan deze van een kwartskorrel van 15 μ . De grote uniformiteit welke tussen de gevormde vlokken bestaat blijkt uit de sorteringsgraad (So) welke tussen 0.20 en 0.39 gelegen is.

Voor drie proeven (n^o3, 7 en 8) zijn de afwijkingen vrij groot. In proef n^o3, uitgevoerd met een zeer zandrijke suspensie komt aanvankelijk een zeer snelle toename in de kumulatieve kurve voor en wel tot op het ogenblik $t = 6.60$ (40 μ).

Ongeveer 45% van het sediment werd op dit ogenblik afgezet. Vervolgens komt vrijwel geen toename meer voor tot op het ogenblik $t = 8$ (19.6 μ) waarna de kromme opnieuw sterk oploopt. Het aanzien van deze kromme is dus uitgesproken bimodaal met enerzijds een grovere fraktie met valsnelheden groter dan deze van een kwartskorrel van 40 μ en anderzijds een fijnere fraktie met valsnelheden kleiner dan een kwartskorrel van 19 μ . Wanneer we er nu verder rekening mee houden dat de krommen van fig. I 33 slechts betrekking hebben op 70 à 75% van het totale gesedimenteerde monster (de rest gaat verloren in de voorbehandeling in de vorm van kalk, organische bestanddelen en gedeeltelijk ook ijzer), dan bemerken we dat de 80% grover dan 40 μ , in feite slechts 56 à 60% vertegenwoordigen van de totale monsters. Verder rekening houdend met de nauwkeurigheid van de dekantatieproeven mogen we aannemen dat de beide gevonden cijfers met elkaar in overeenstemming zijn en het grovere gedeelte van de bimodale bezinkingskromme inderdaad overeenstemt met de fijne zandfraktie, terwijl het fijnere gedeelte het flokulerend slib vertegenwoordigt.

In tegenstelling tot de vorige proeven zien we dat proeven n^o7 en 8 een volkomen ander beeld vertonen. De kumulatieve verdelingskrommen beginnen hier reeds zeer vroeg en lopen slechts zwak, of zelfs niet, op tot op het ogenblik $\text{Int} = 8$. In proef n^o7 daalt nu de kurve terwijl ze in proef n^o8 integendeel sterk gaat stijgen.

De negatieve kumulatieve waarde welke in beide proeven aangetroffen wordt kan ons insziens best verklaard worden aan de hand van kompaktieverschijnselen die tijdens de waarnemingen optraden in het reeds bezonken sediment. De kumulatieve vermeerdering, welke normaal verwacht mag worden door het afzetten van steeds fijner sediment, wordt hier gekompenseerd, en zelfs overschreden (vandaar de negatieve waarde) door de geleidelijke inklinking van de afzetting. De sterke toename in proef n^o8 na het ogenblik $\text{Int} = 8$ ontstaat enerzijds door het stopzetten van de kompaktie, welke juist daarvoor vrij intens was (sterke daling van de kromme) en anderzijds door een vermeerdering van de afzetting van fijnere partikels. Waarschijnlijk treedt hier zelfs vlokvorming op, waardoor de kromme op deze van proeven n^o1,4 en 6 gelijkst. Dit verschijnsel hebben we niet waargenomen in proef n^o7, vermoedelijk werd deze proef niet voldoende lang doorgevoerd. Dit alles is een gevolg van de grotere kompaktie in zoet midden.

n°	d _{I7}	d ₅₀	d ₈₄	M	So
I	7.70 24.8	7.87 22.4	8.27 18.5	21.4	0.20
4	7.70 24.8	8.110 20.2	8.55 15.5		0.36
6	7.45 26.4	7.75 23.0	8.55 15.5	20.0	0.39
7		8.50			
8	8.13*	8.80	9.25*		

*(alleen het laatste stuk van de kromme beschouwd)

N.B. het bovenste cijfer geeft, de logaritme van de valtijd van de partikels weer, terwijl het onderste cijfer de equivalente flokulatiediameter in mikron (μ) voorstelt.

Tabel 53

KATHOLIEKE UNIVERSITEIT TE LEUVEN

FAKULTEIT DER WETENSCHAPPEN

GEOLOGISCH INSTITUUT

riikswaterstaat

dienst geologie

nr.

24

715

**SEDIMENTOLOGISCH
ONDERZOEK VAN DE OPBOUW VAN HET
SCHELDE ESTUARIUM**

VOLUME III

W

Stanislas WARTEL

Juli 1972

KATHOLIEKE UNIVERSITEIT TE LEUVEN

67075

FAKULTEIT DER WETENSCHAPPEN

GEOLOGISCH INSTITUUT

VLIZ (vzw)

VLAAMS INSTITUUT VOOR DE ZEE

FLANDERS MARINE INSTITUTE

Oostende - Belgium

rijkswaterstaat

dienst getijdewateren

bibliotheek

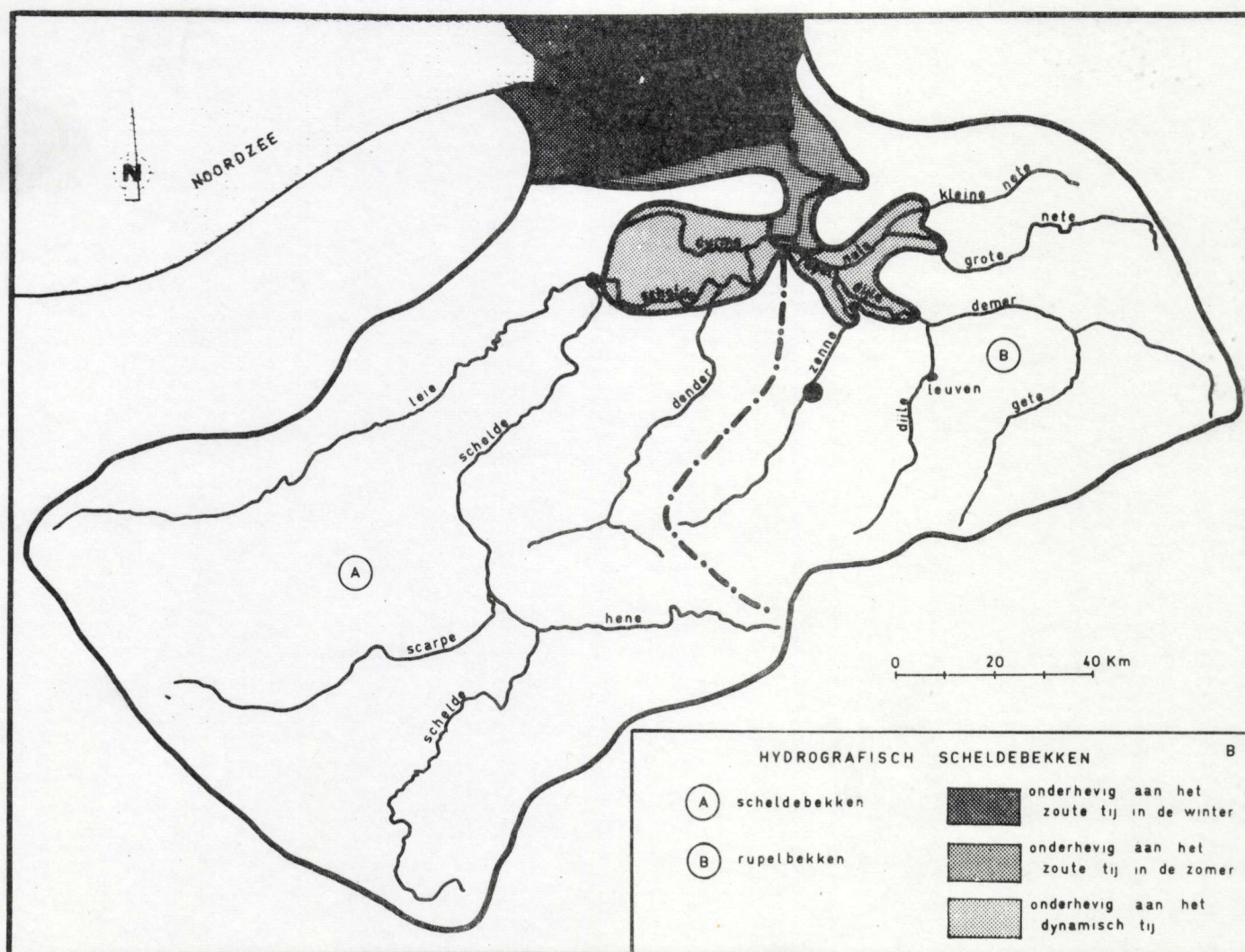
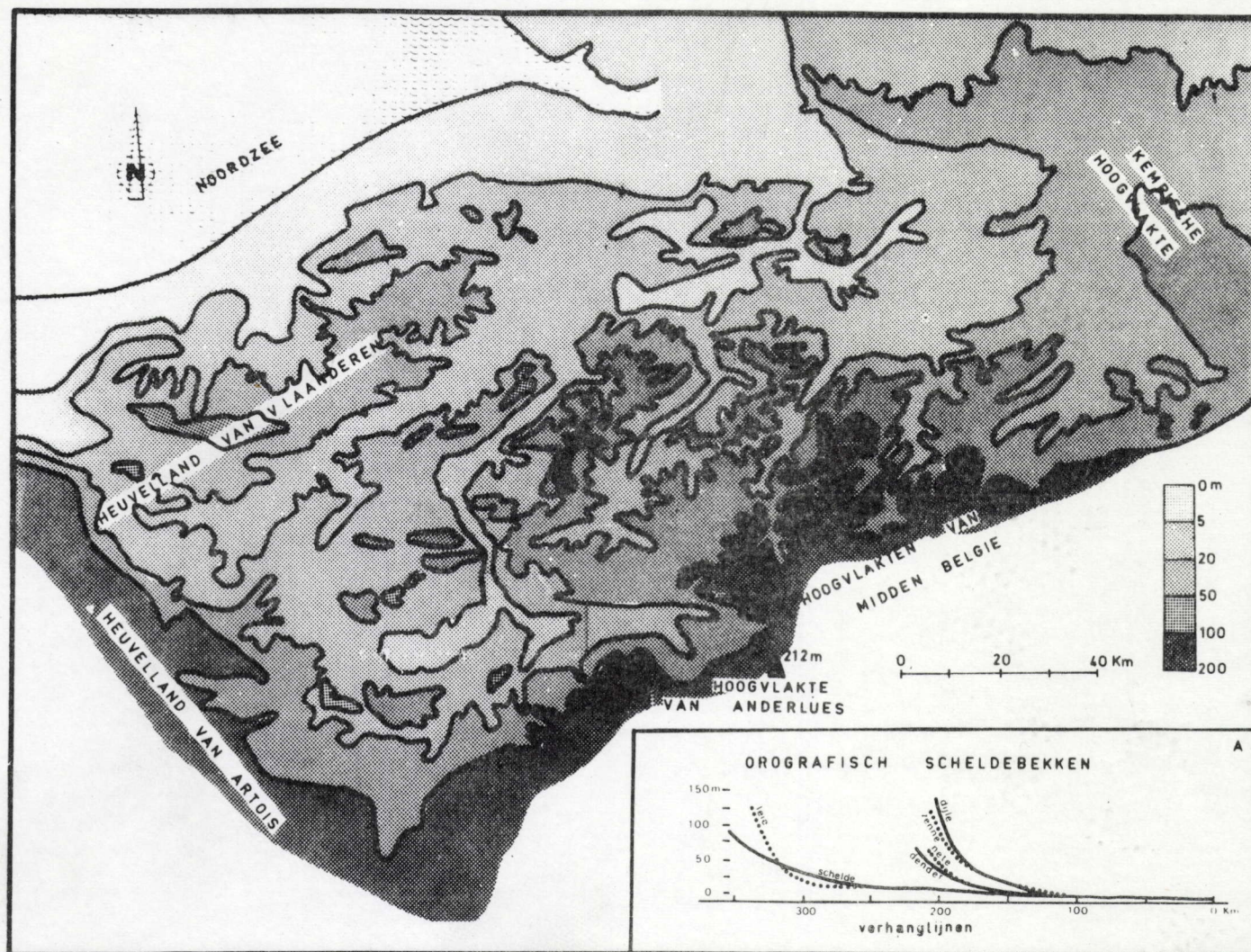
grenadiersweg 31 -

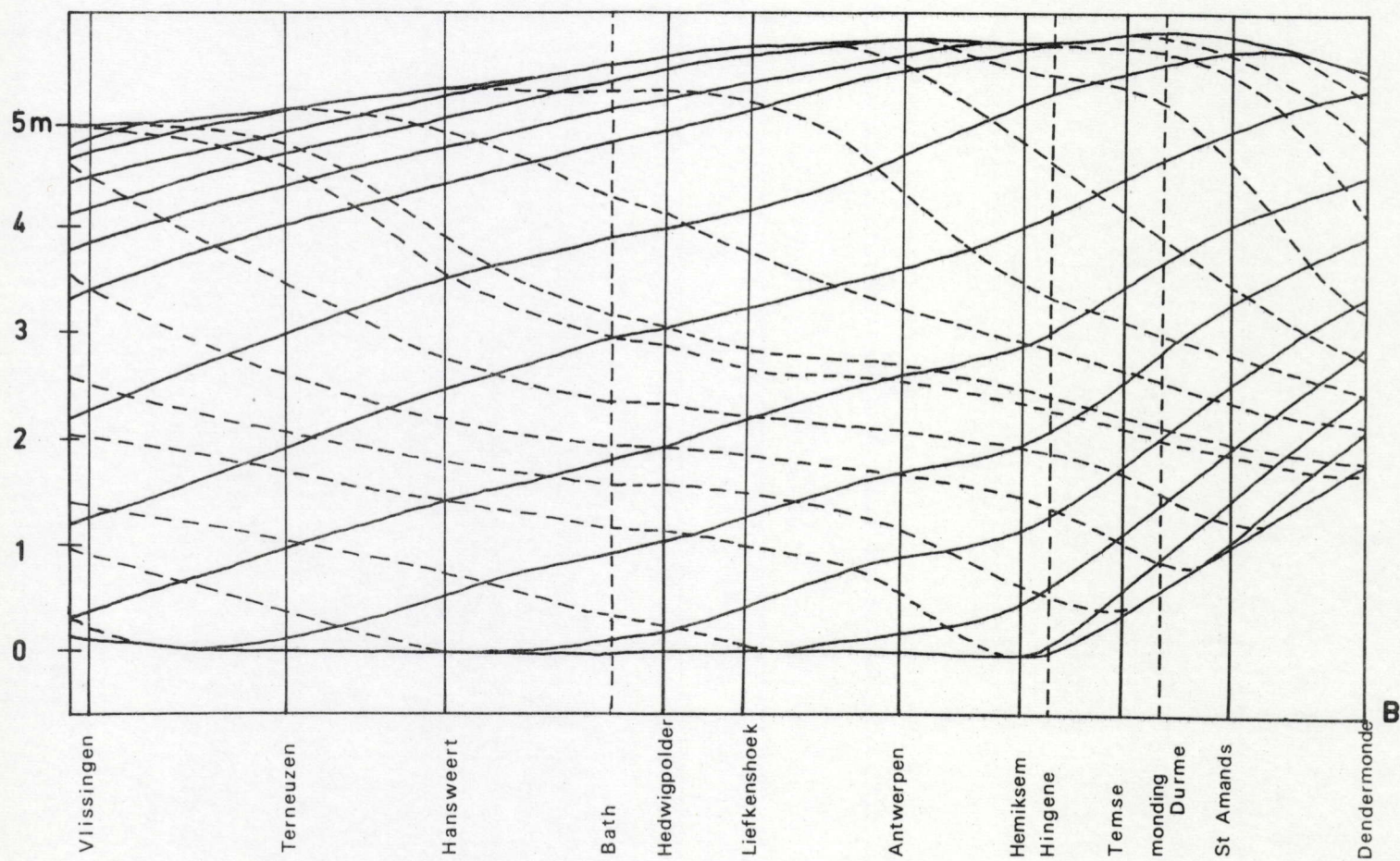
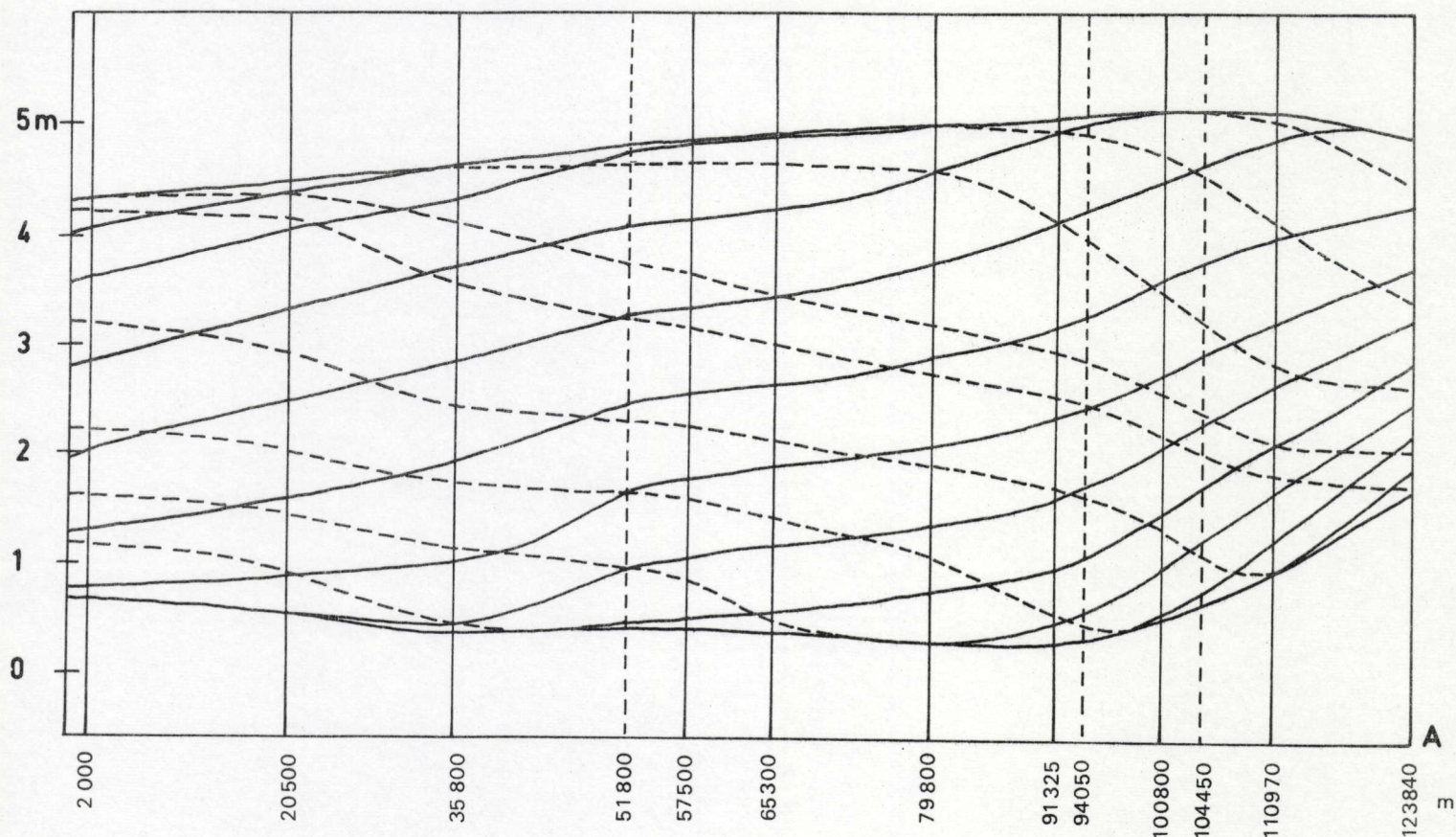
4338 PG. middelburg

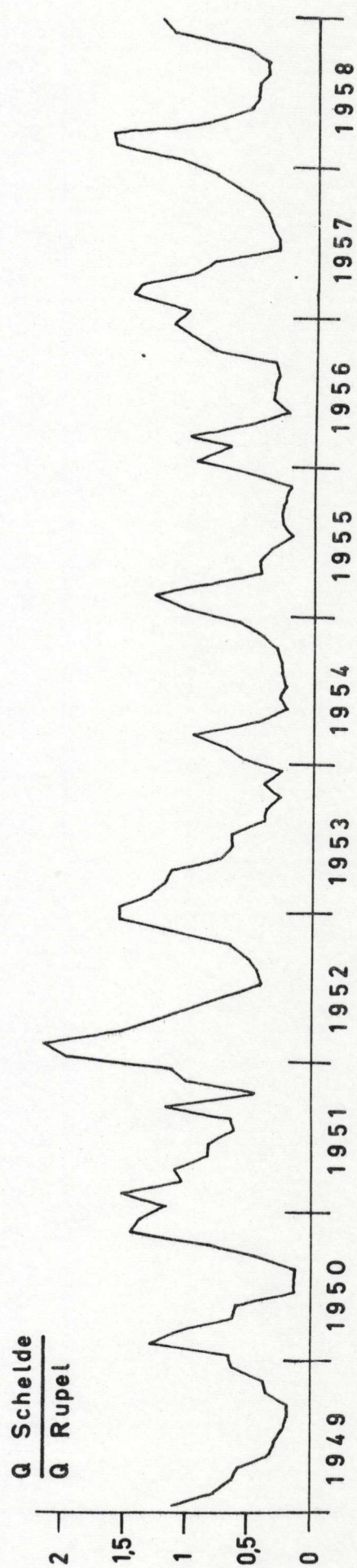
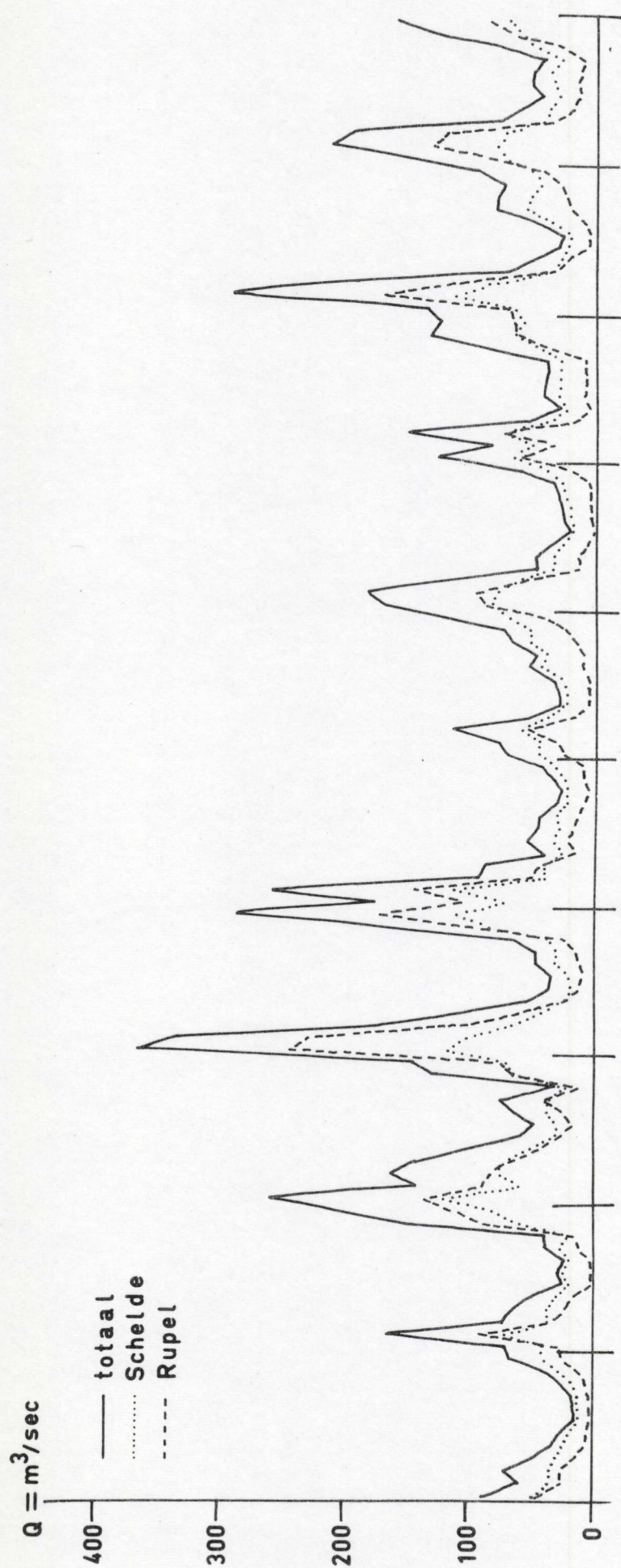
**SEDIMENTOLOGISCH
ONDERZOEK VAN DE OPBOUW VAN HET
SCHELDE ESTUARIUM**

Stanislas WARTEL

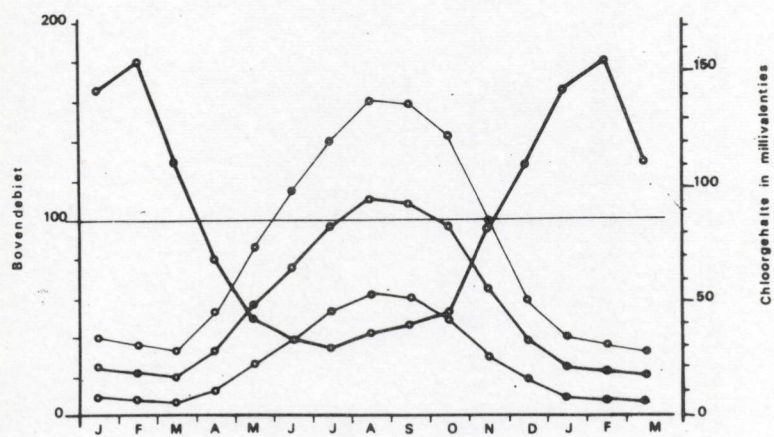
Juli 1972



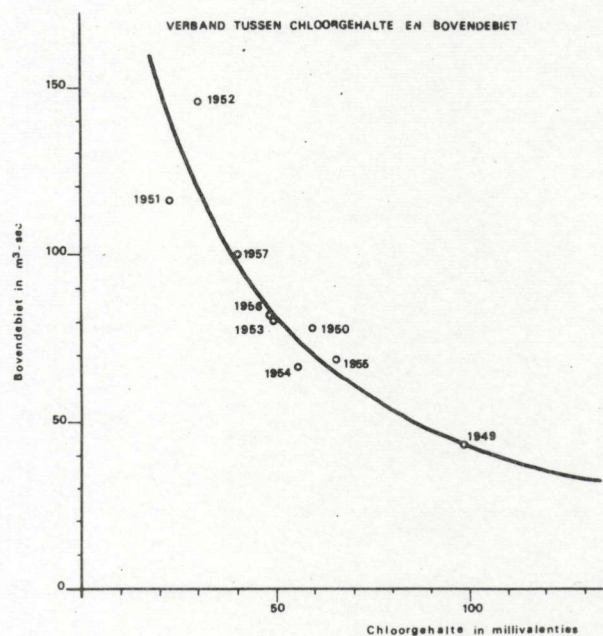




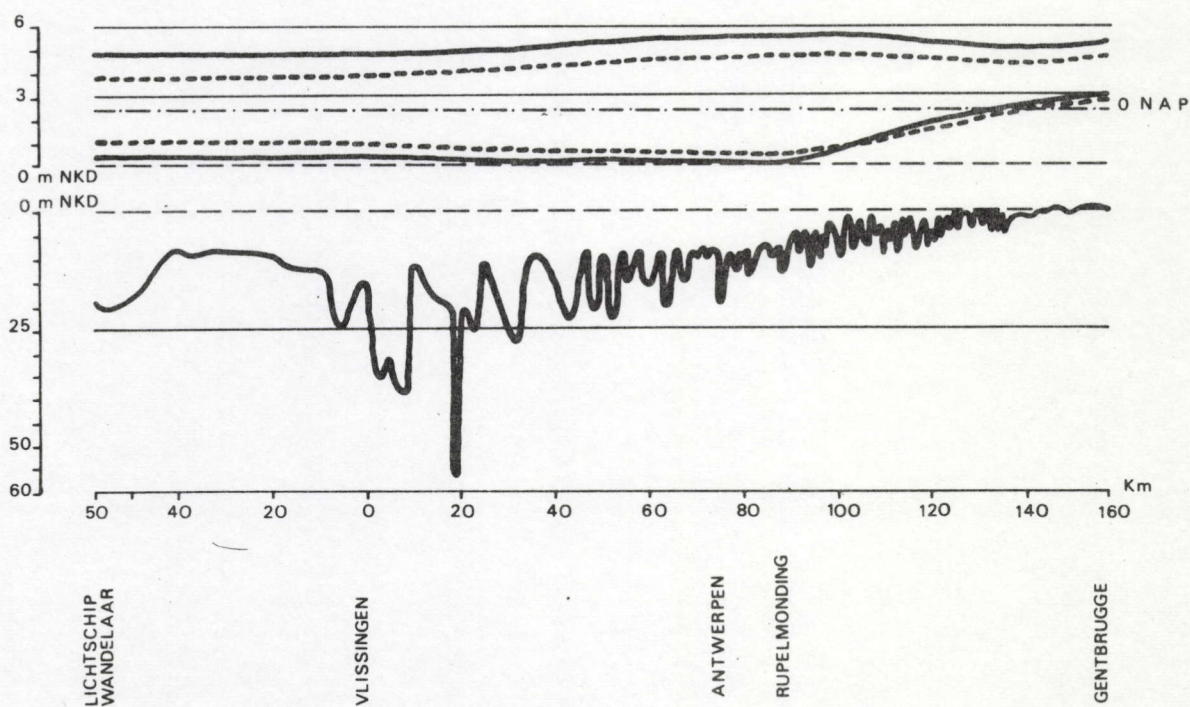
ANTWERPEN
GEMIDDELD CHLOORGEHALTE EN BOVENDEBIET 1949-1957

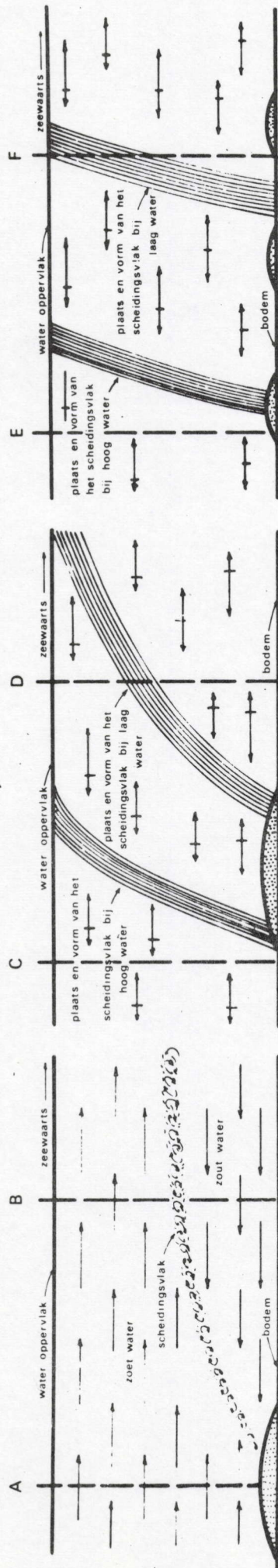


VERBAND TUSSEN CHLOORGEHALTE EN BOVENDEBIET



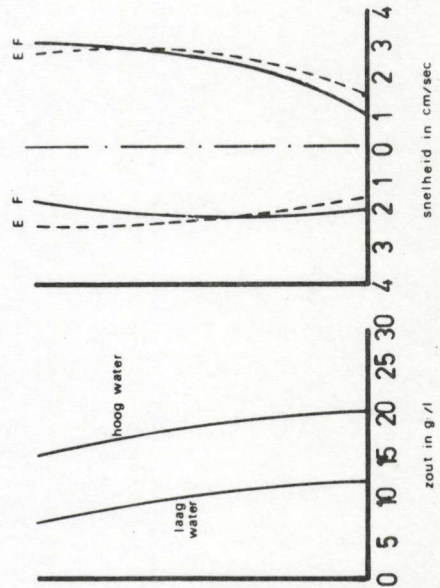
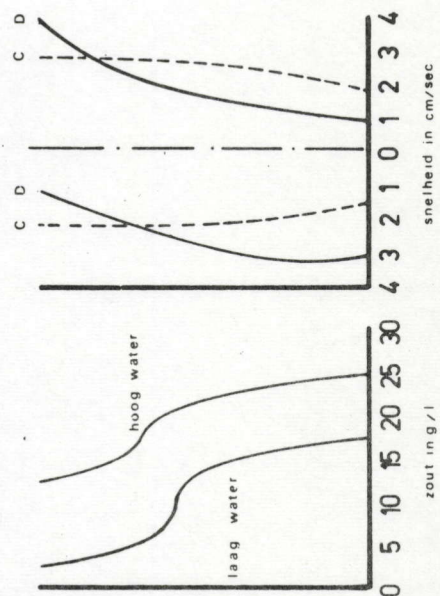
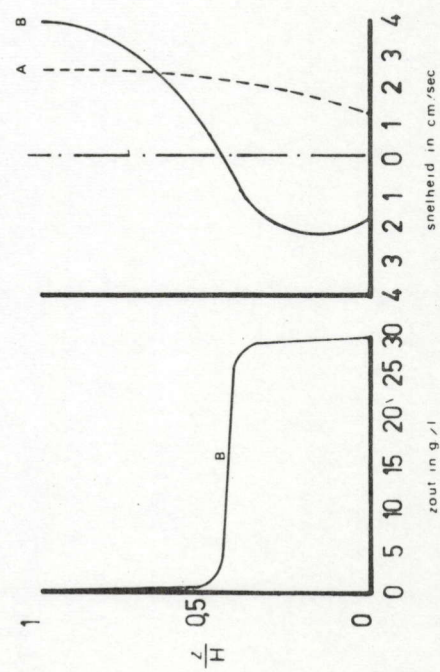
LENGTEPROFIEL VAN HET VAARWATER EN TIJVOORTPLANTING, VAN DE «WANDELAAR» TOT GENTBRUGGE

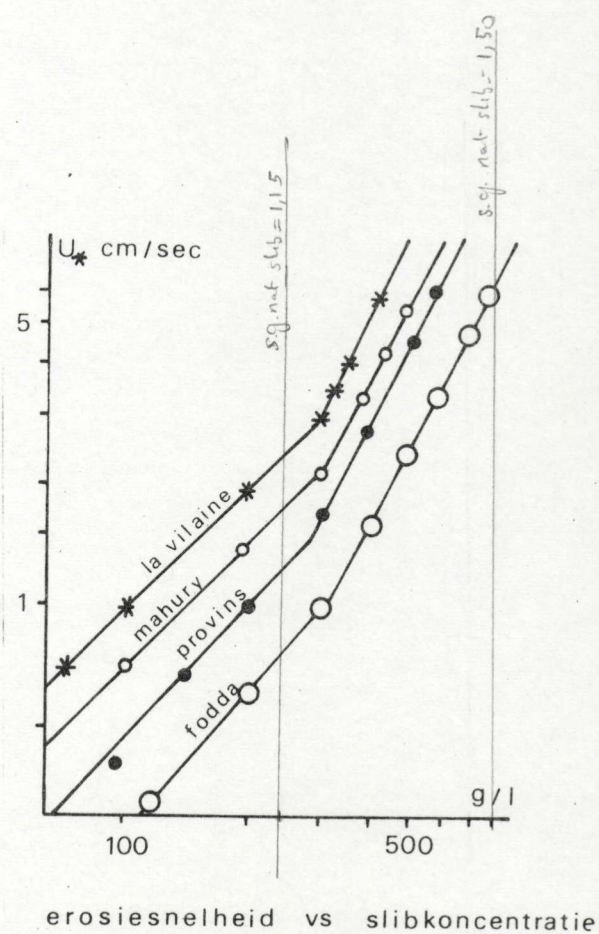
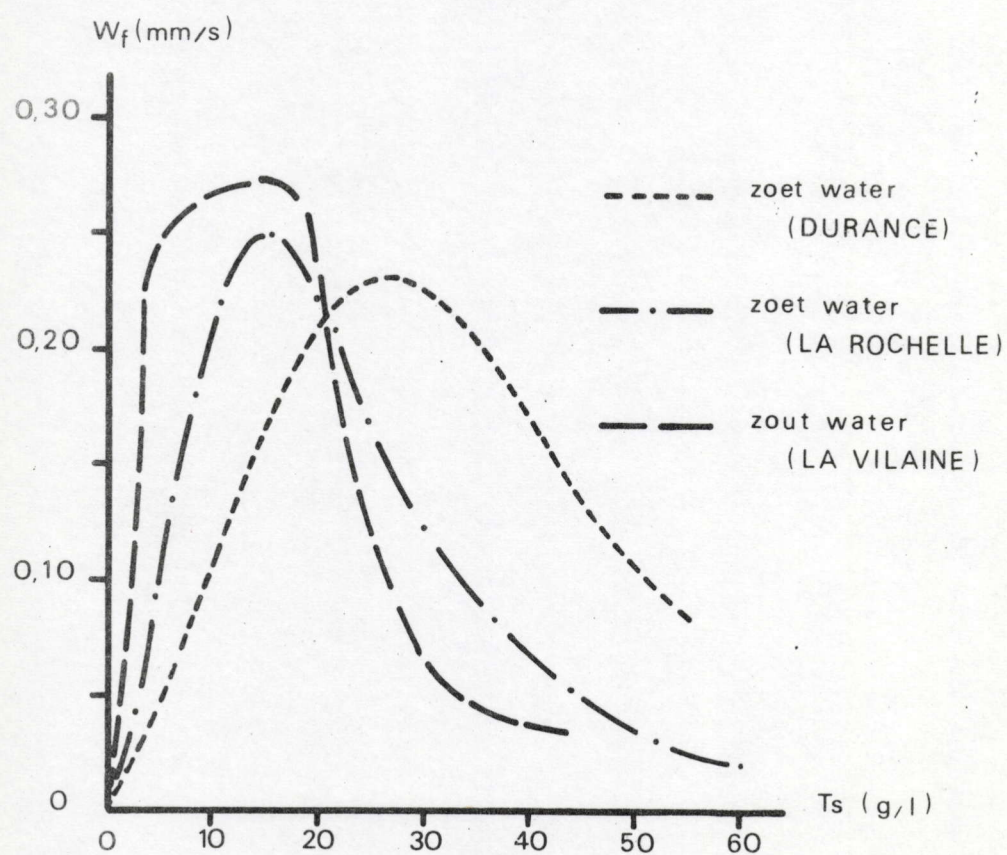
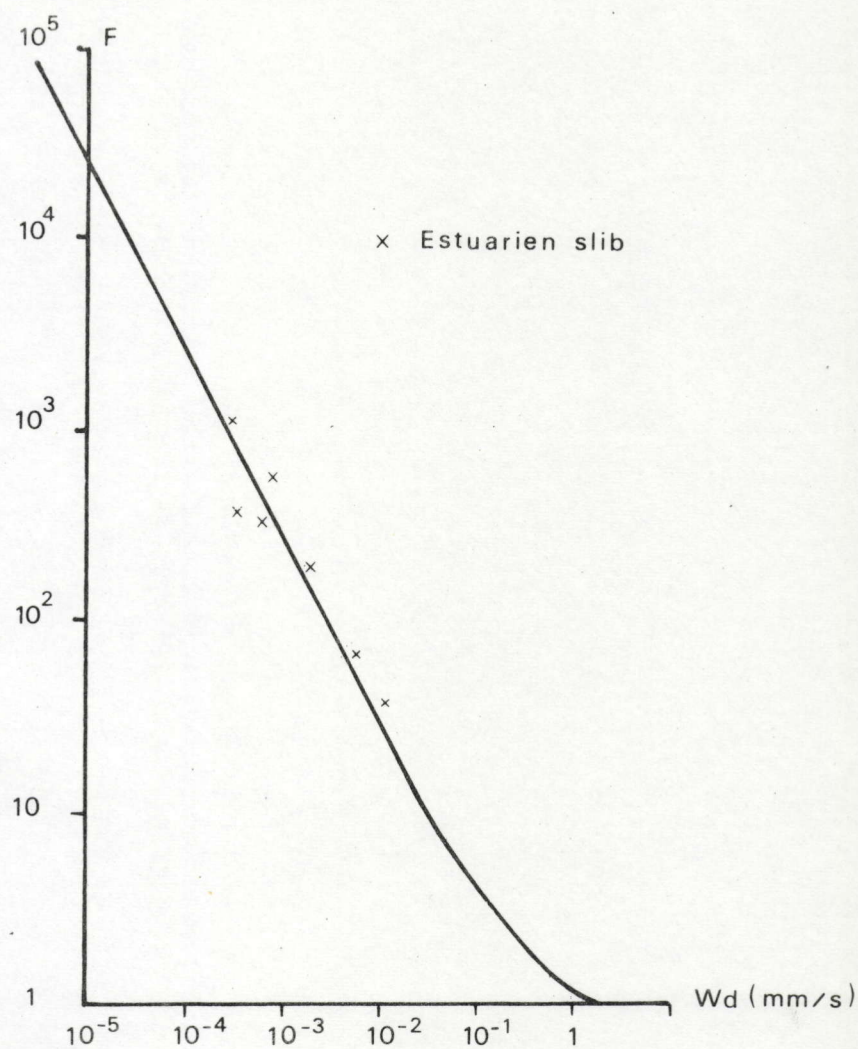
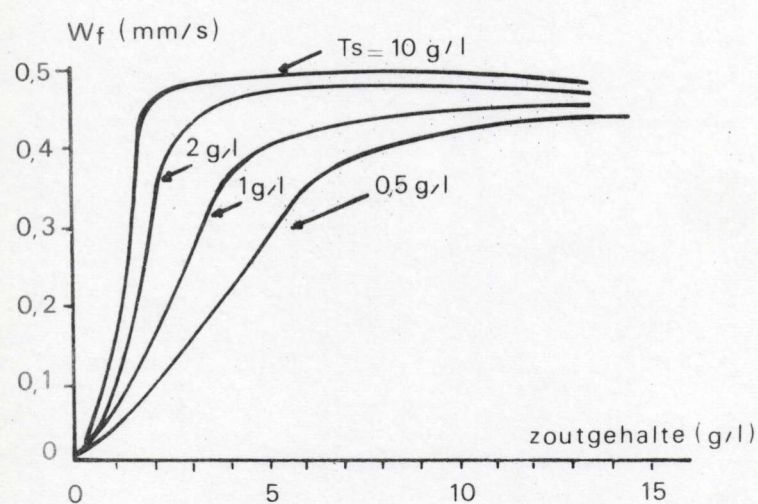




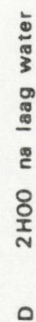
stroomrichting
 doinerende stroomrichting is stroomafwaarts
 doinerende stroomrichting is stroomopwaarts
 geen doinerende stroomrichting

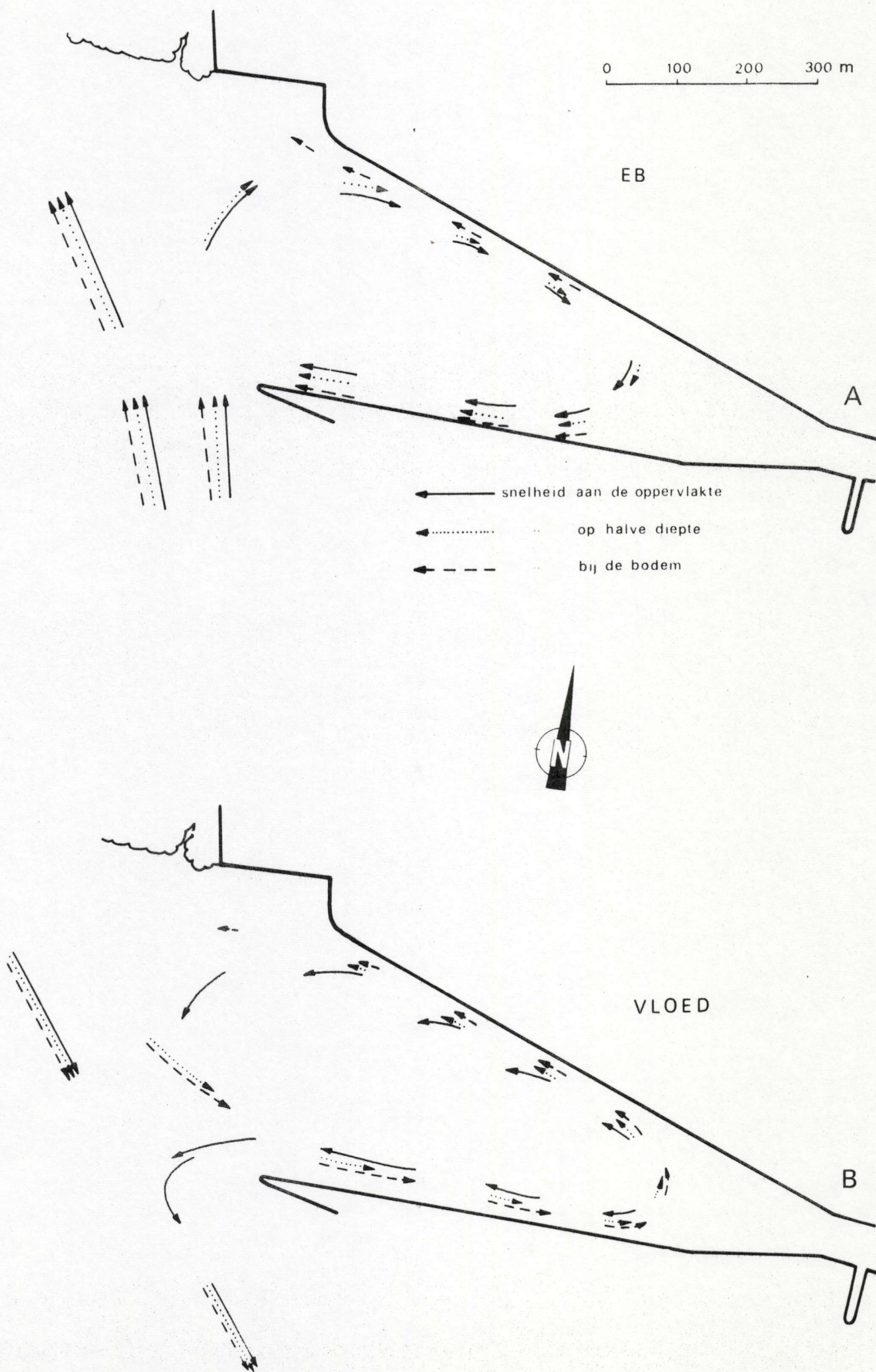
plaatsen van snelle sedimentatie



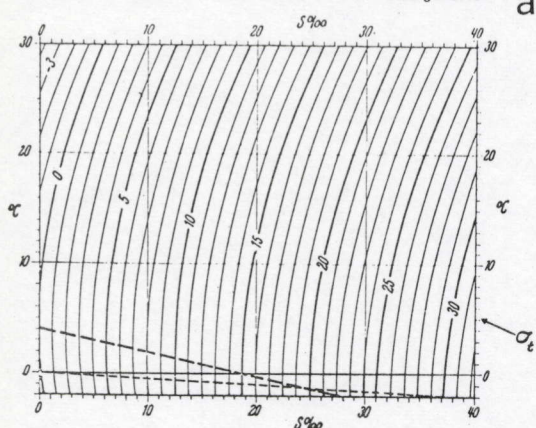


erosiesnelheid vs slibconcentratie





Verband tussen Dichtheid Temperatuur Zoutgehalte

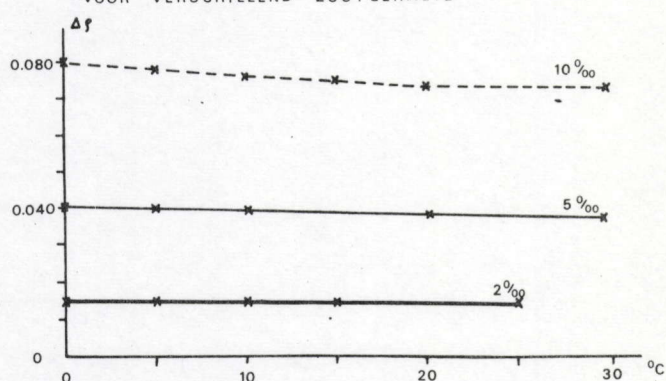


--- dichtheidmaximum

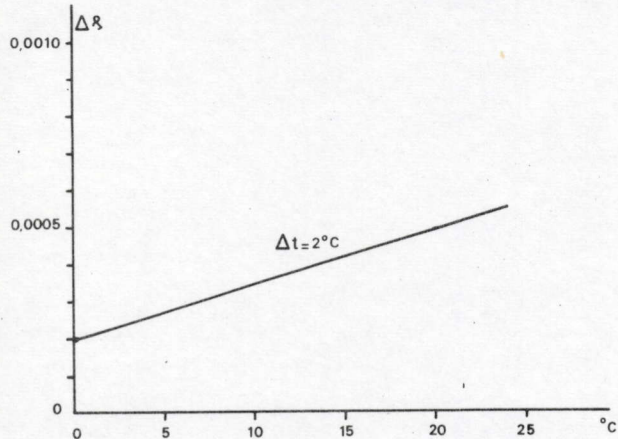
- - - - - vriespunt

$$\sigma_t = [\rho_t - 1] \cdot 1000$$

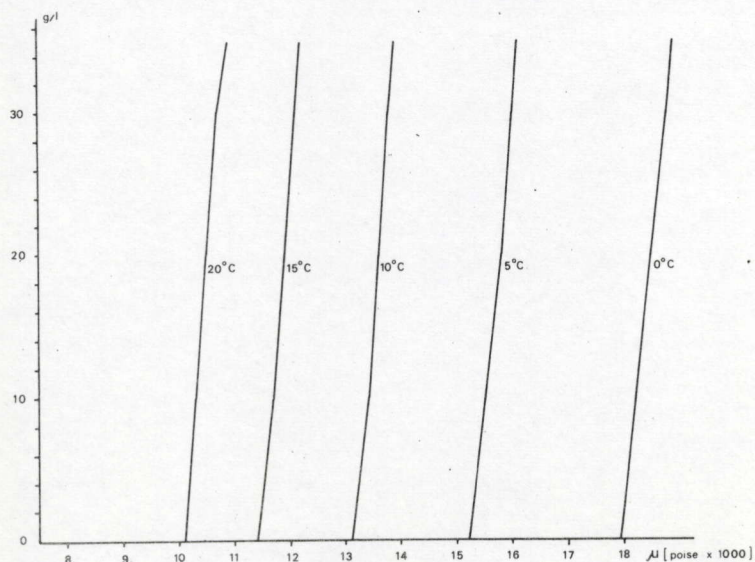
DICHTHEIDSVerschil BIJ TEMPERATUURVERANDERING VOOR VERSCHILLENDE ZOUTGEHALTE



VERANDERING VAN DE DICHTHEID (Δρ) BIJ EEN TEMPERATUURVERSCHIL (Δt) VAN 2°C VOOR VERSCHILLENDE TEMPERATUREN

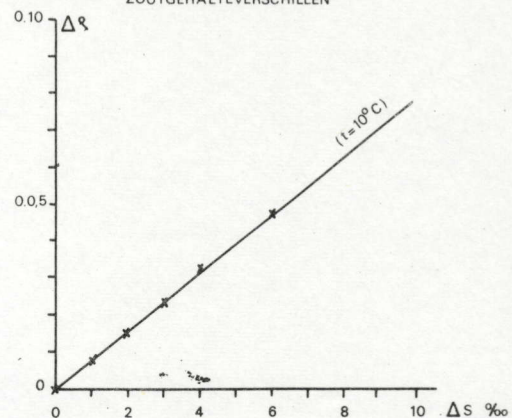


VISKOSITEIT (μ) IN FUNKTIE VAN HET ZOUTGEHALTE (g/l) EN DE TEMPERAATUUR (°C)



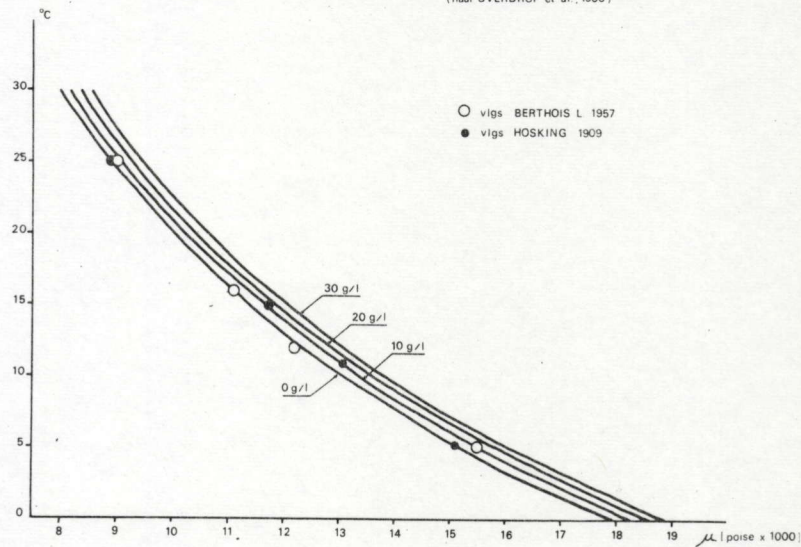
DICHTHEIDSVerschillen BIJ VERSCHILLENDE

ZOUTGEHALTEVERSCHILLEN

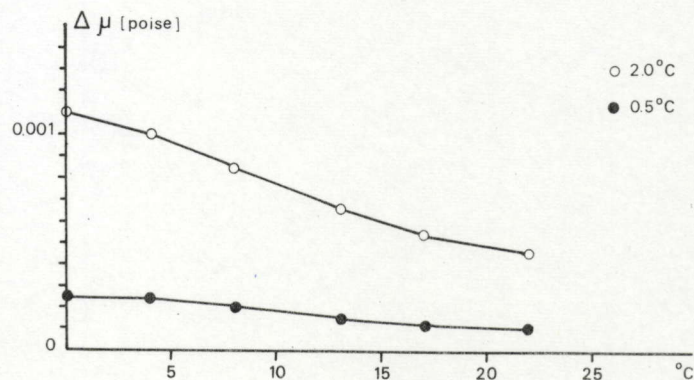


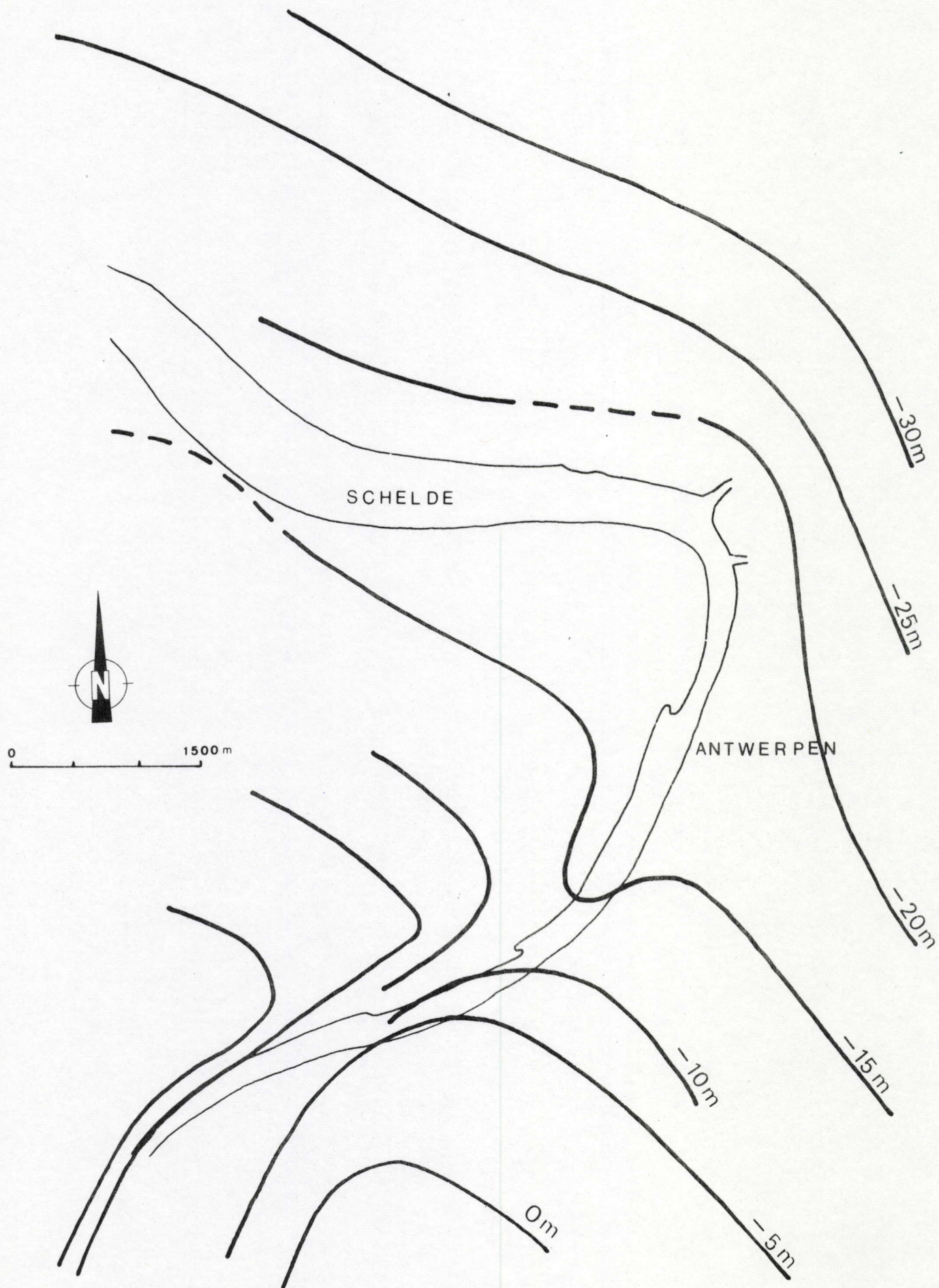
VISKOSITEIT (μ) IN FUNKTIE VAN DE TEMPERAATUUR (°C) EN ZOUTGEHALTE (g/l)

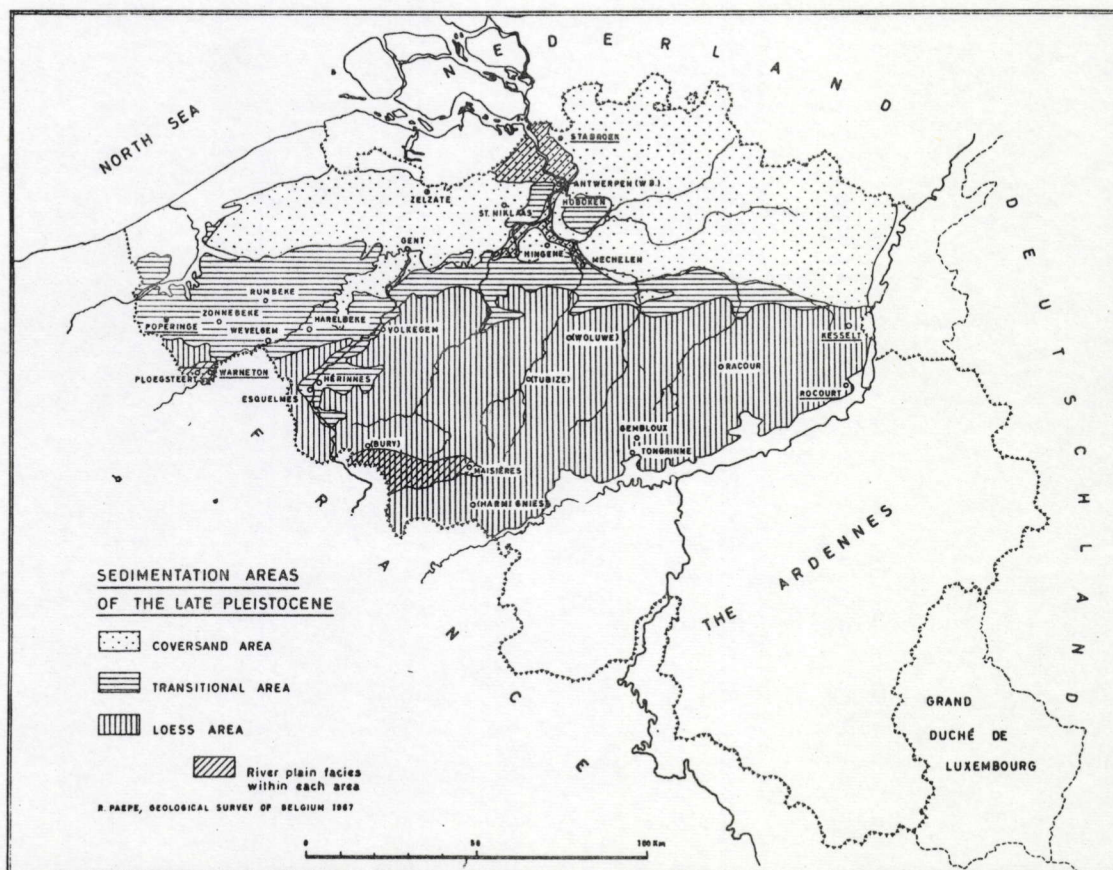
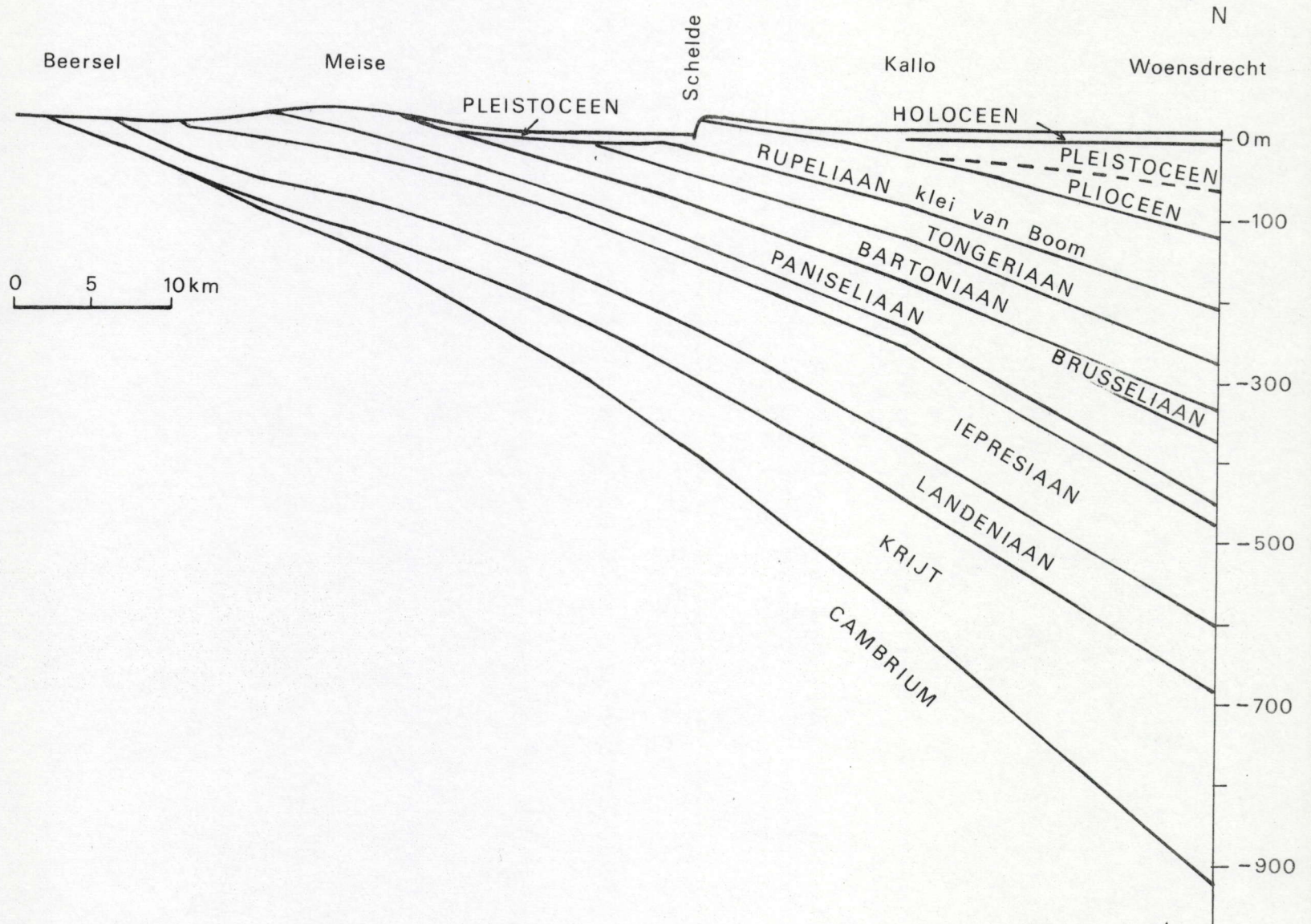
(naar SVERDRUP et al., 1960)

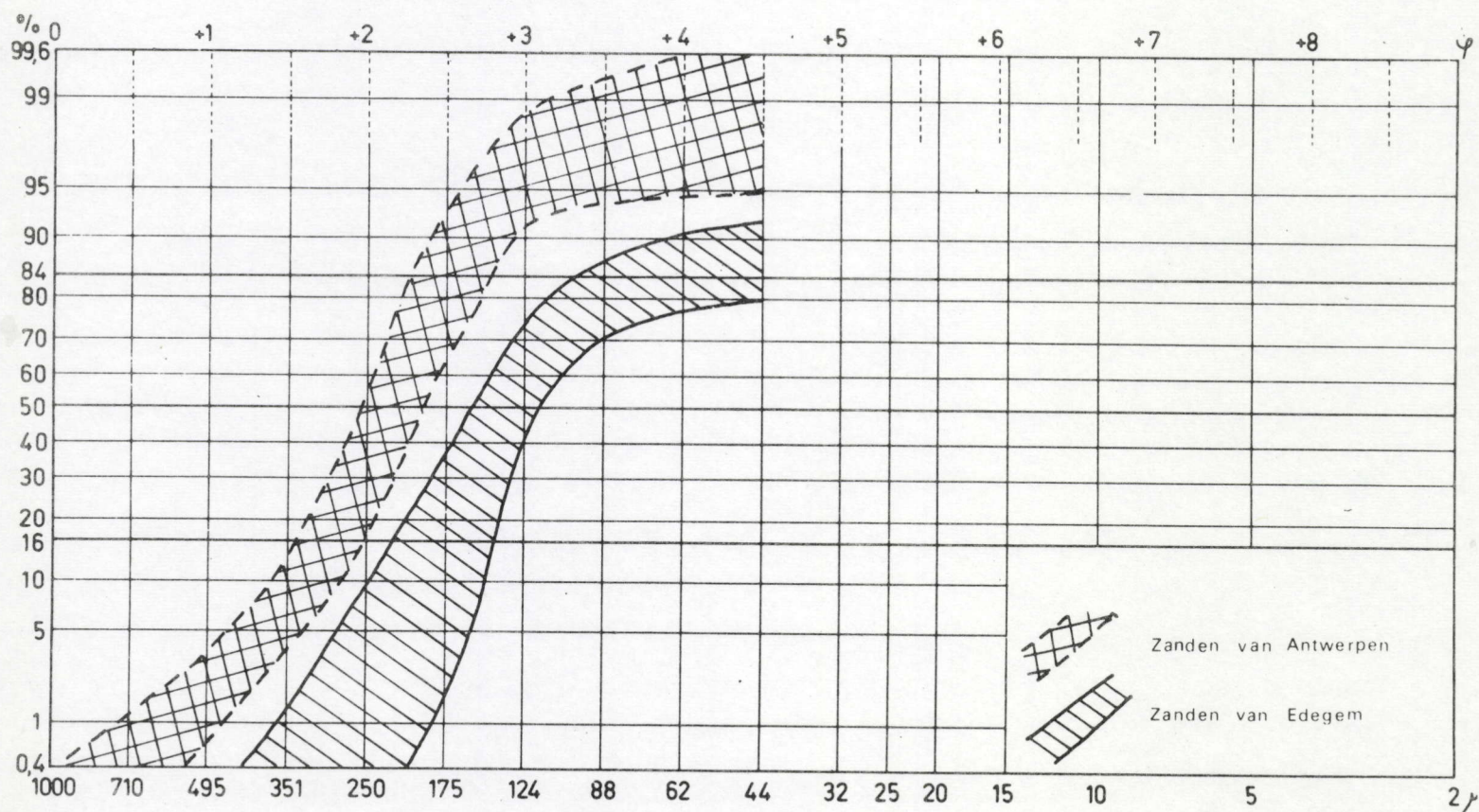
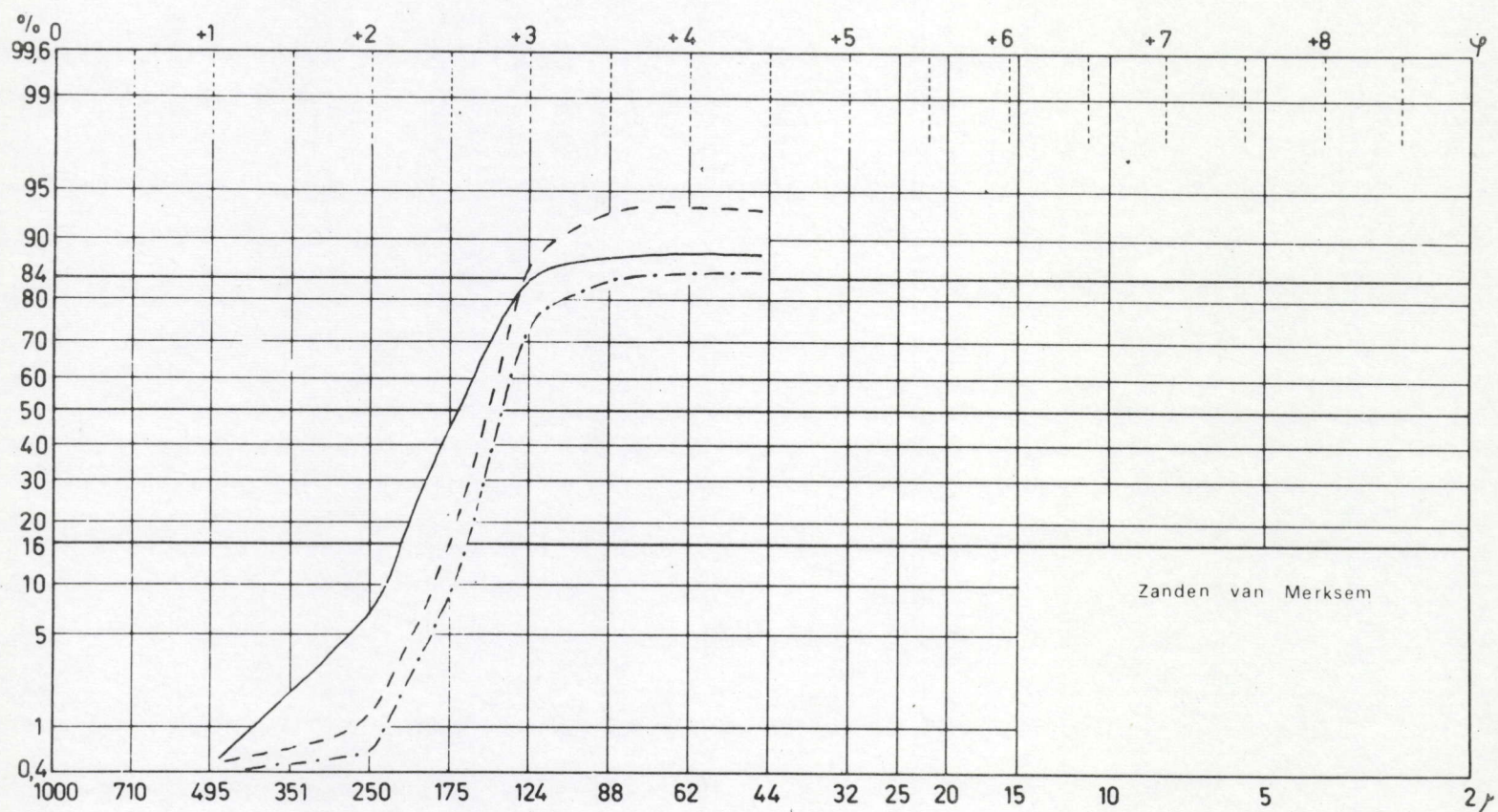


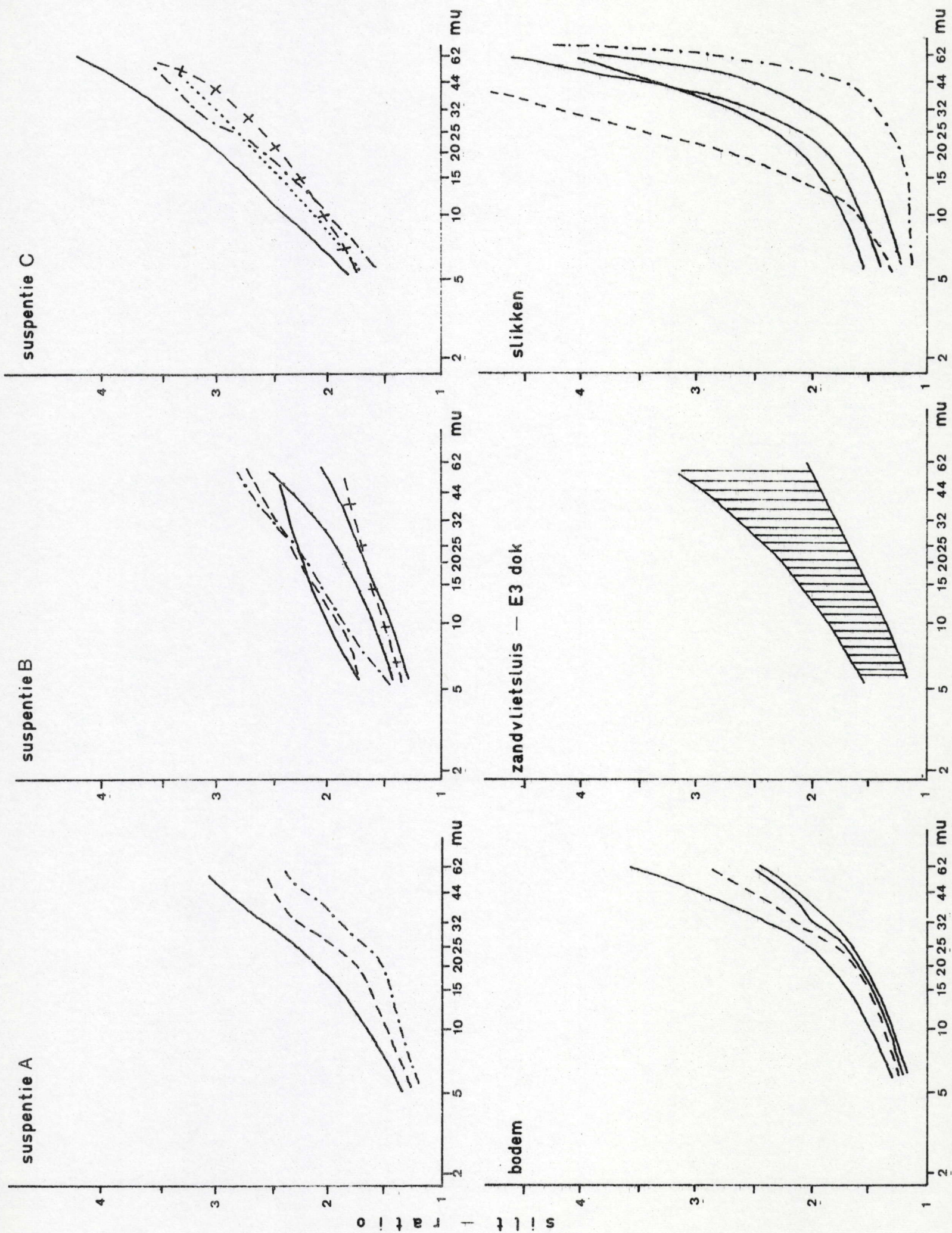
VISKOSITEITSverschil (Δμ) VOOR EEN TEMPERATUURVERANDERING (Δt) VAN 0.5°C EN 2.0°C, BIJ VERSCHILLENDE TEMPERATUREN

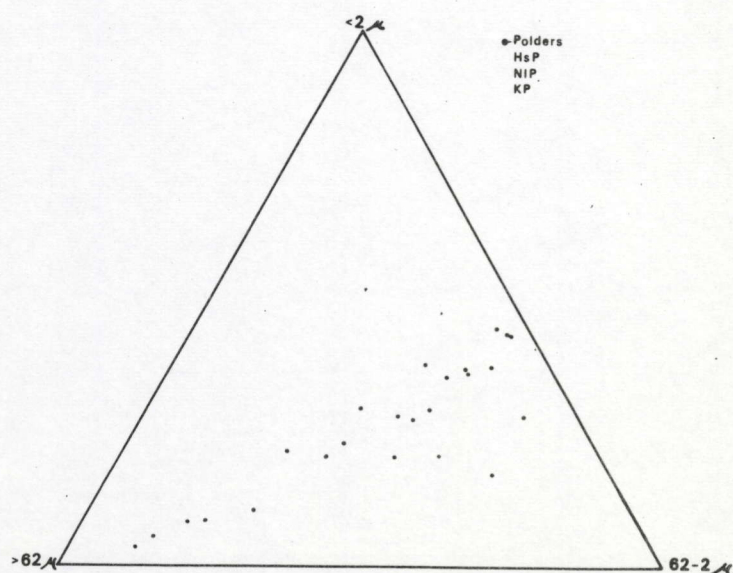
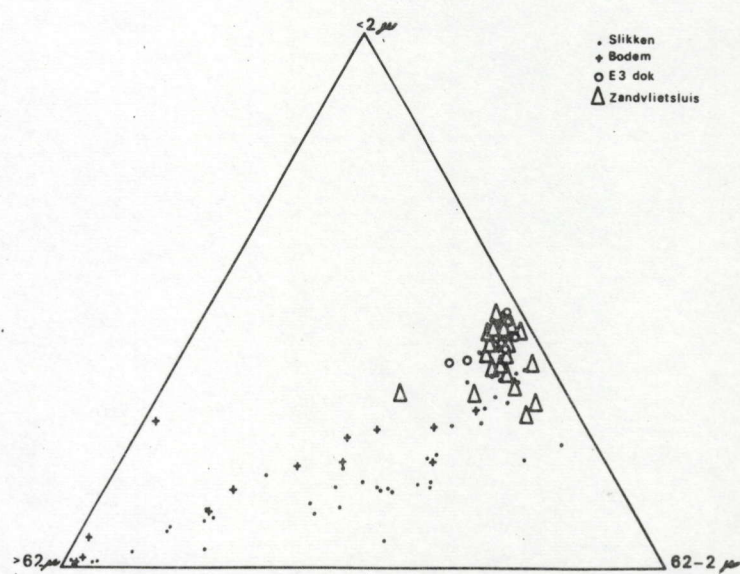
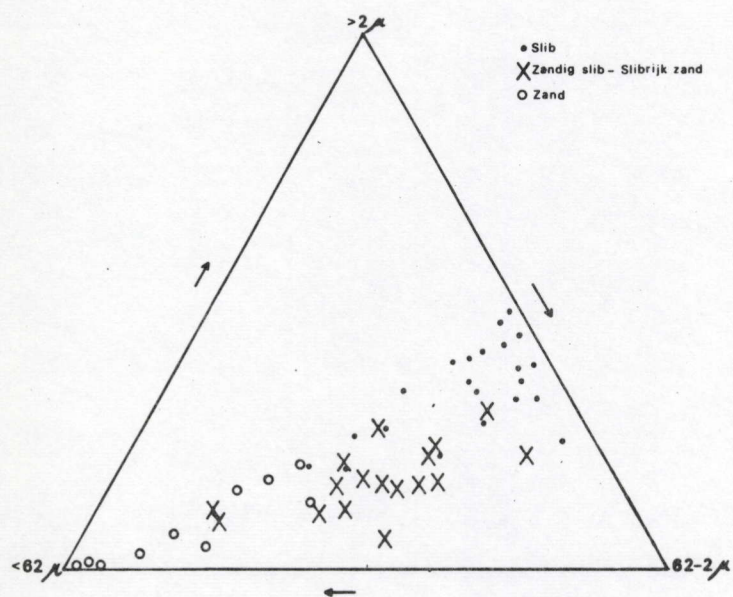
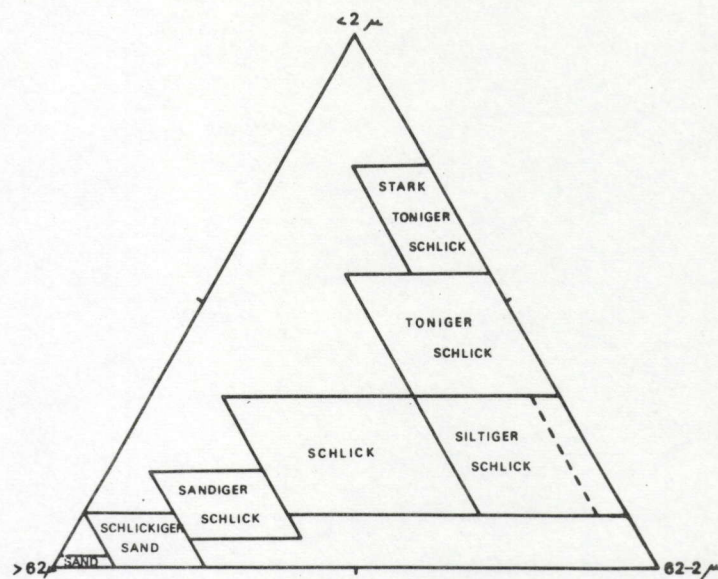
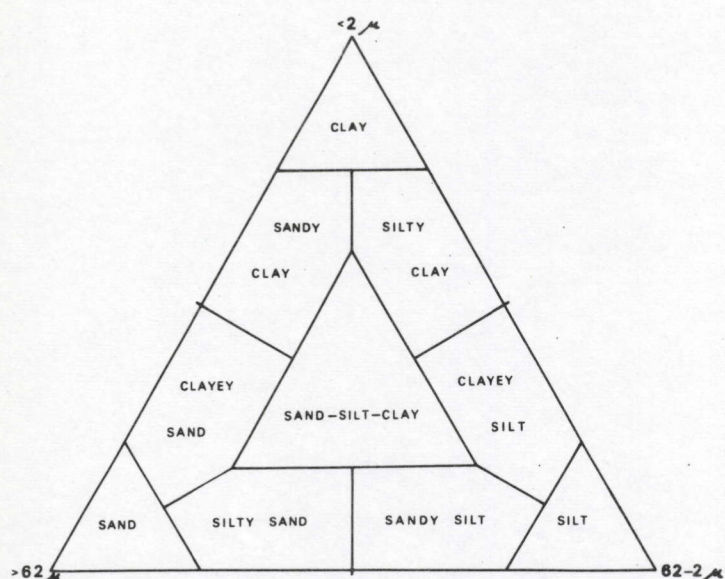


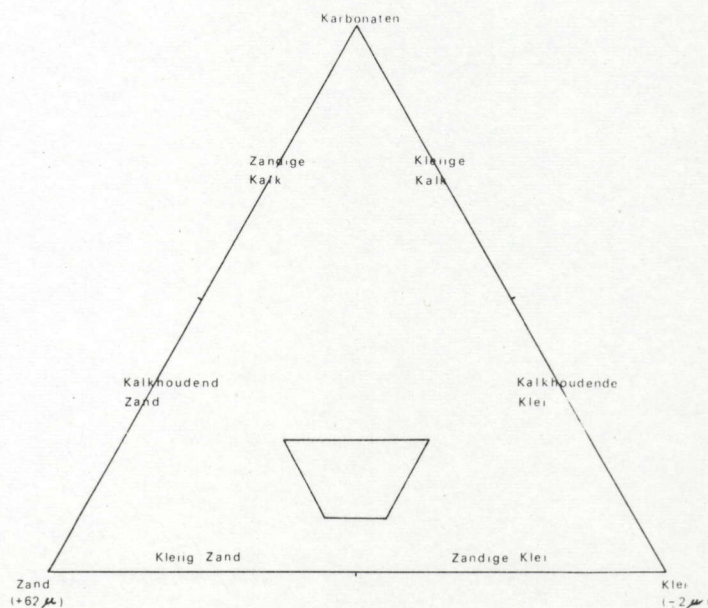
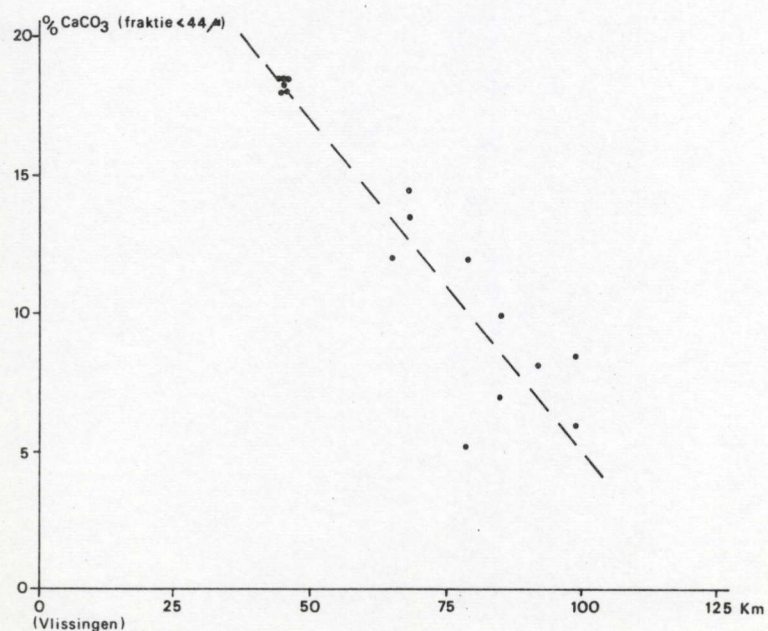
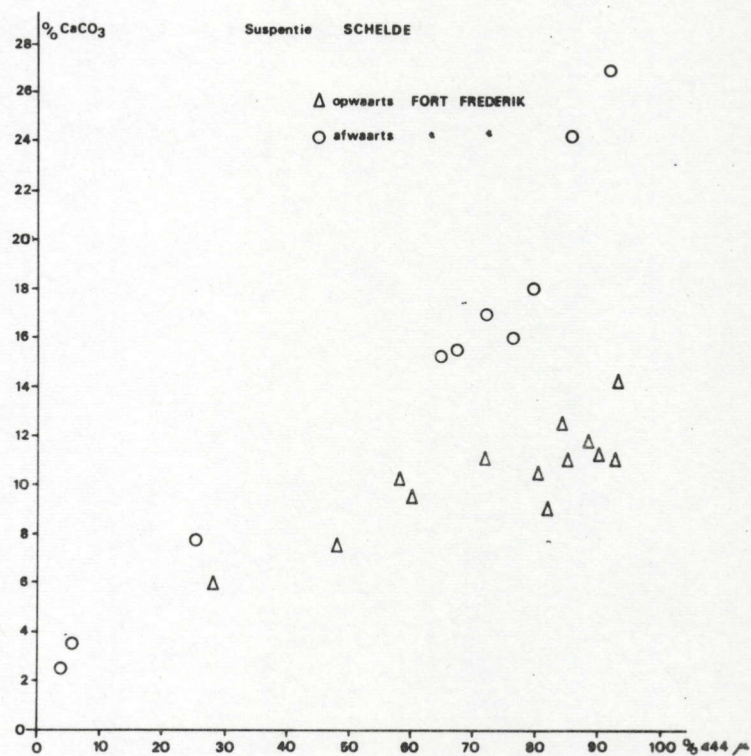
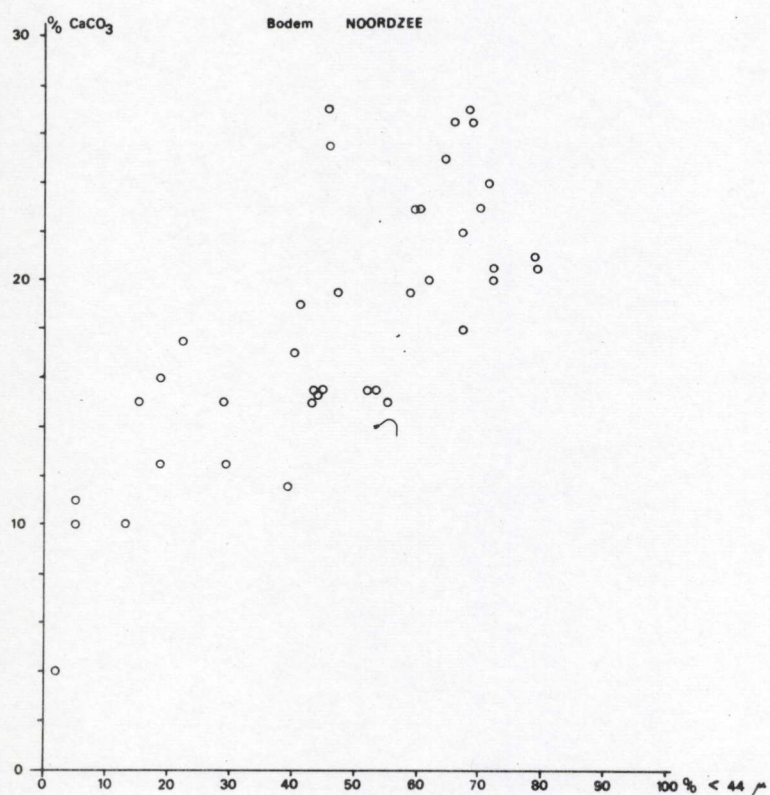
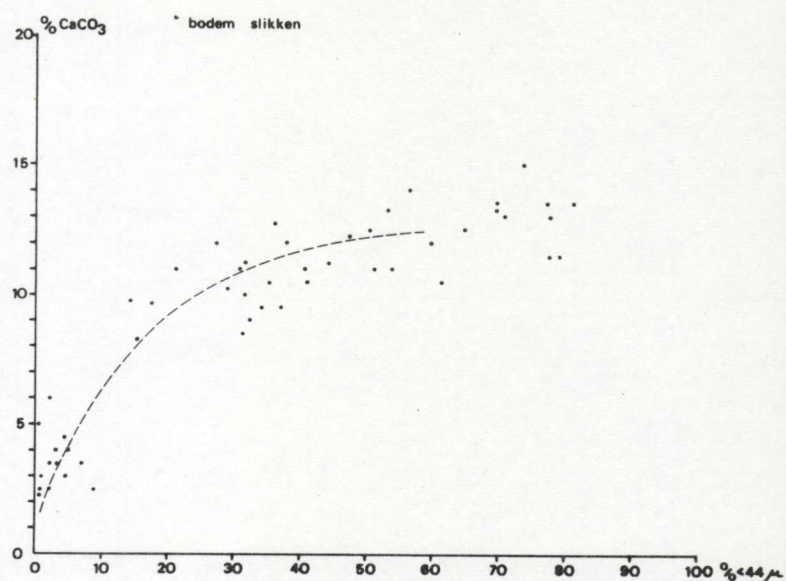
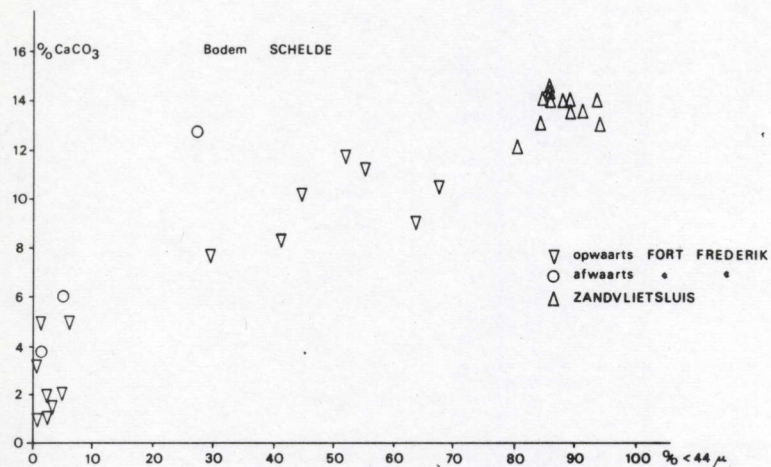


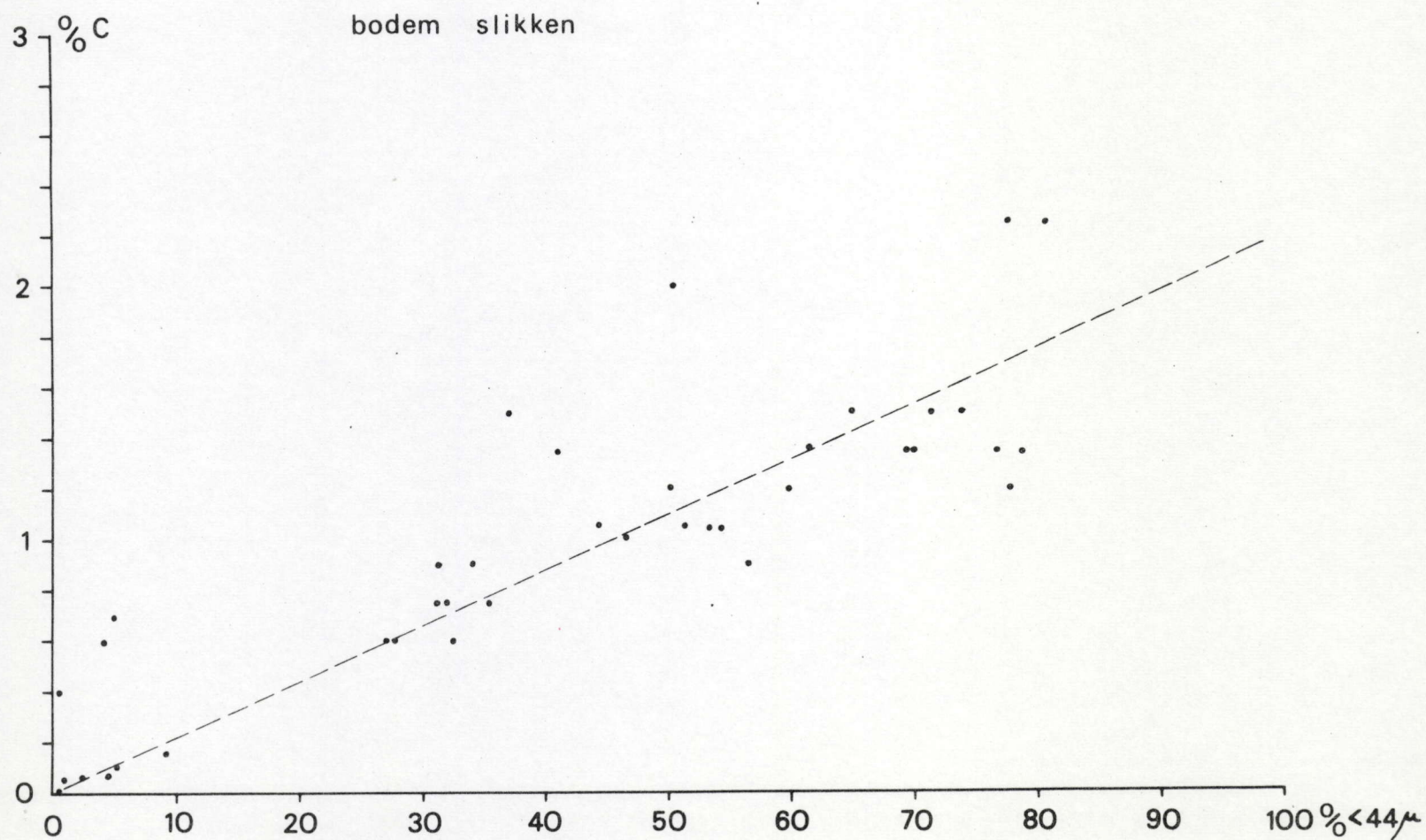
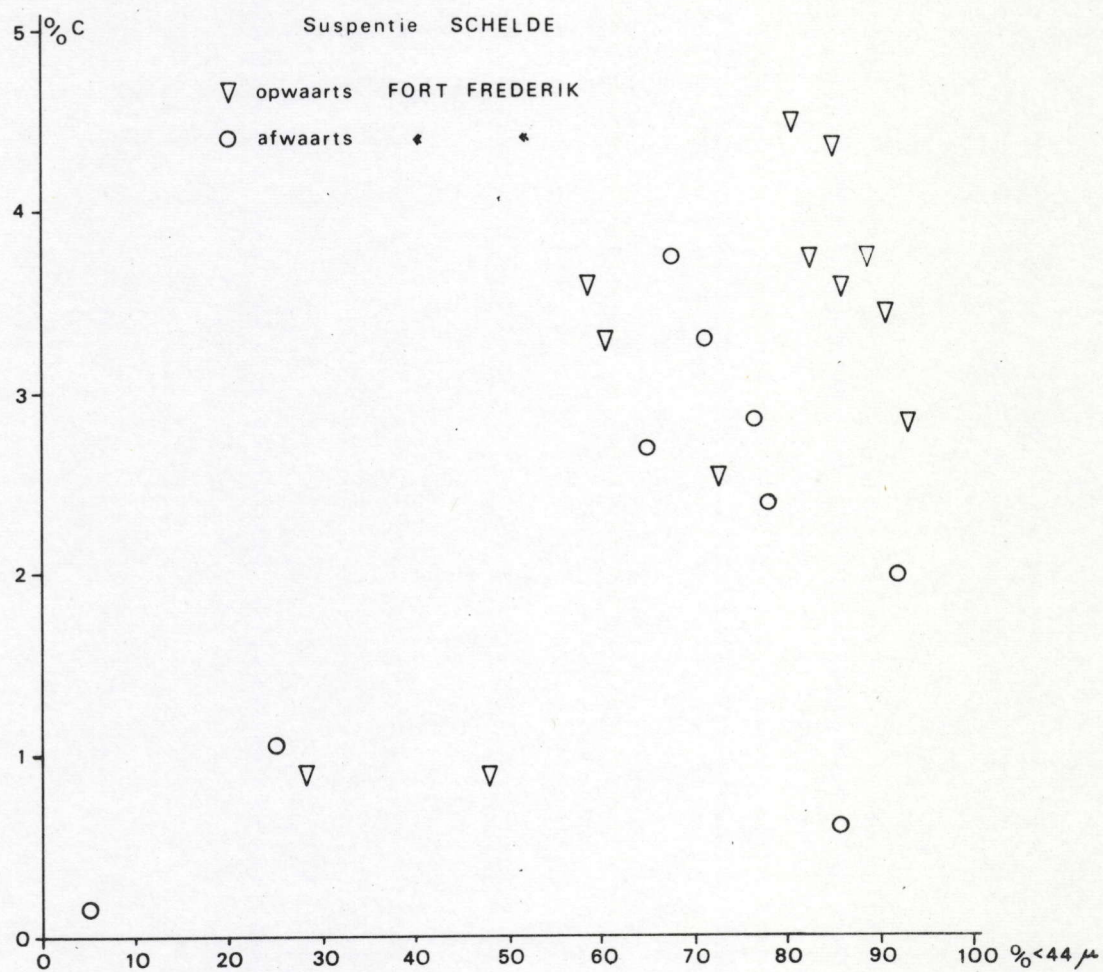


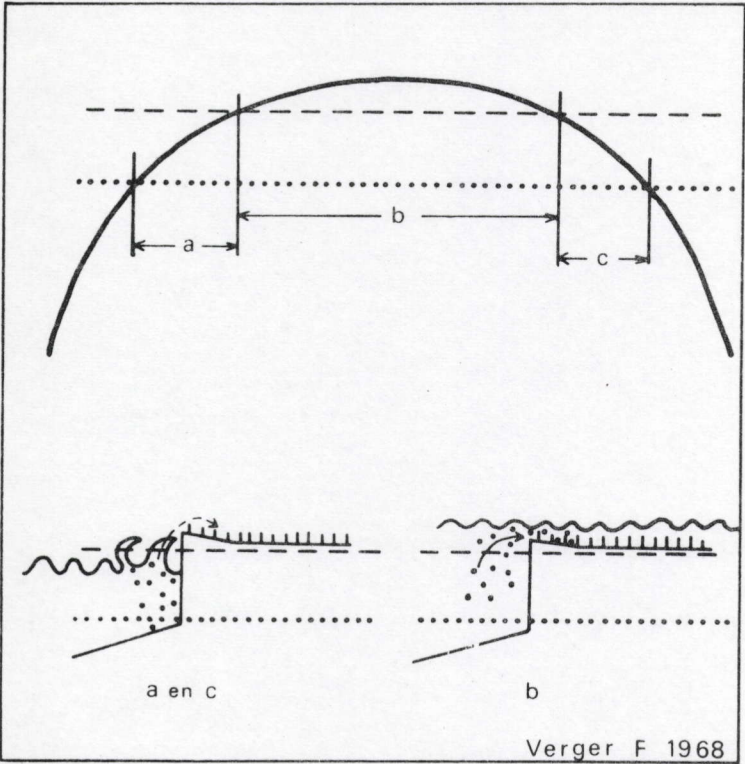




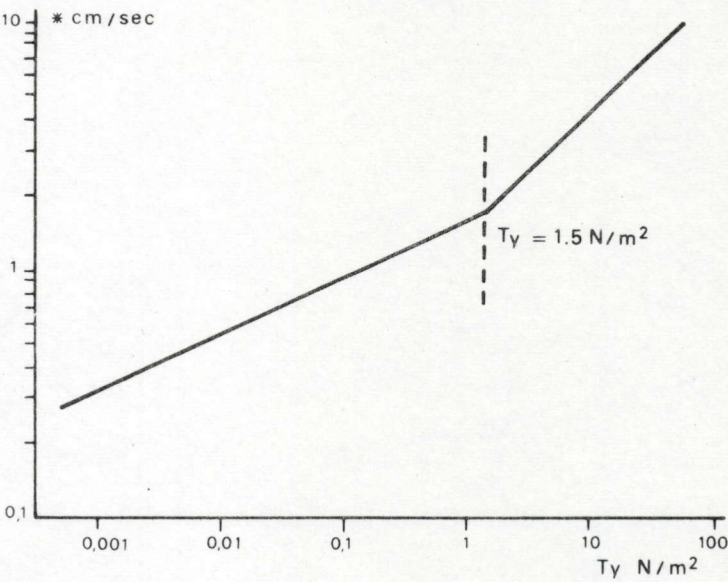






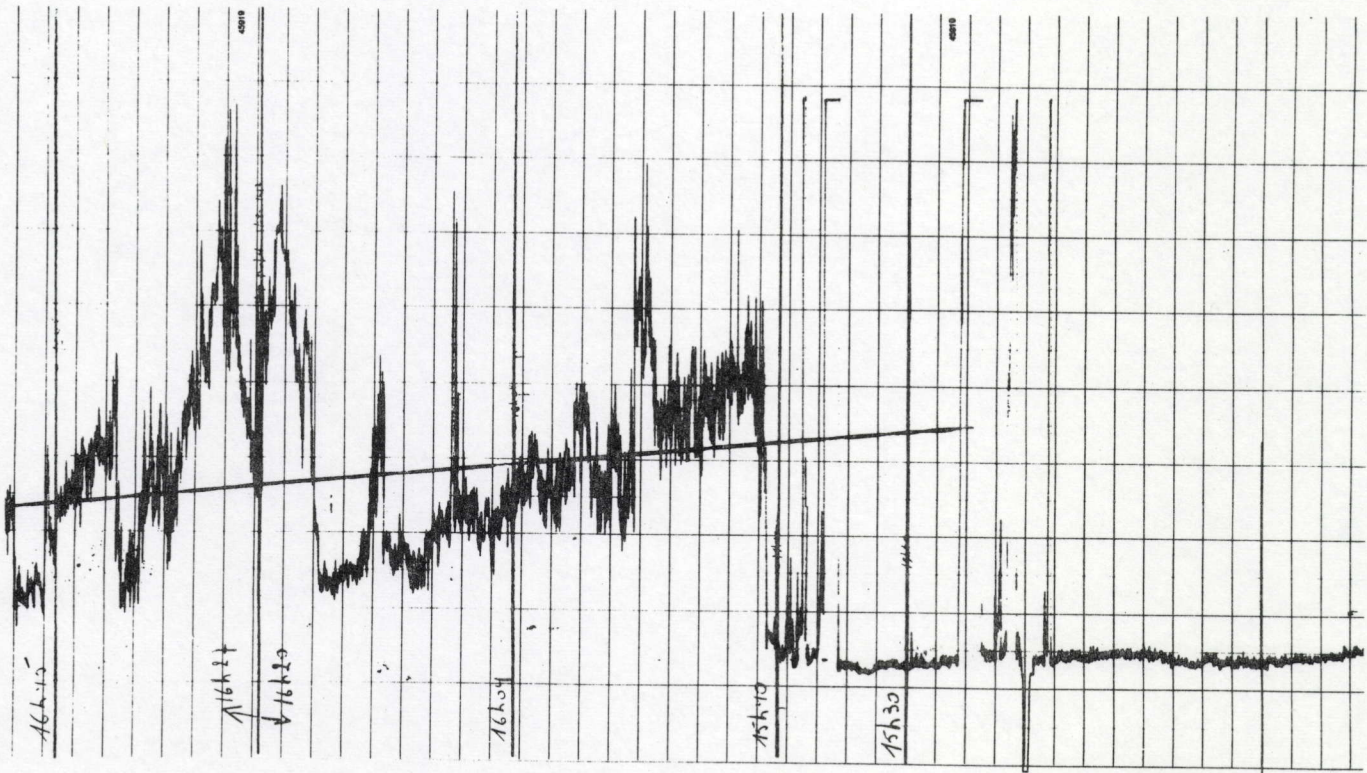


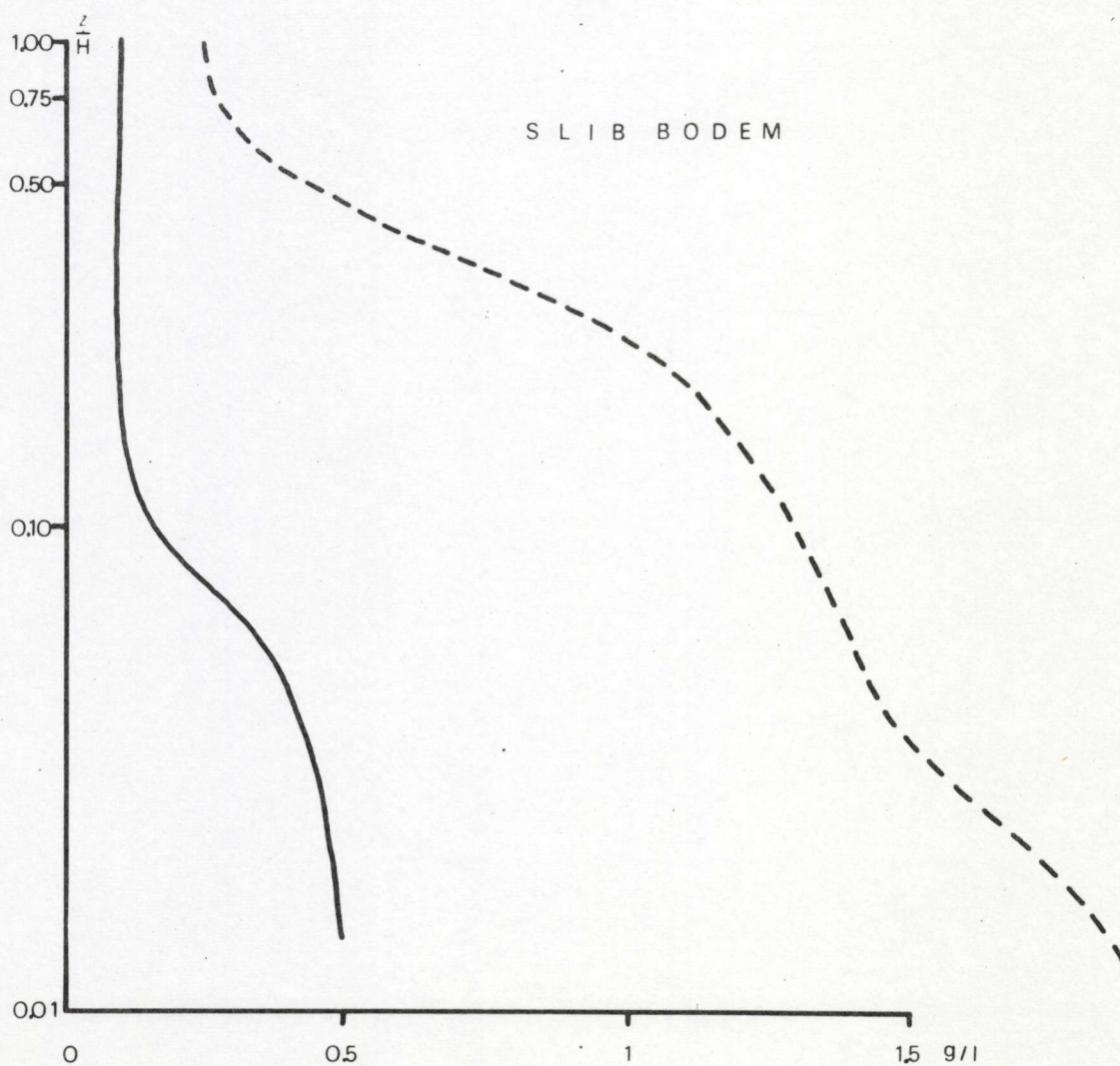
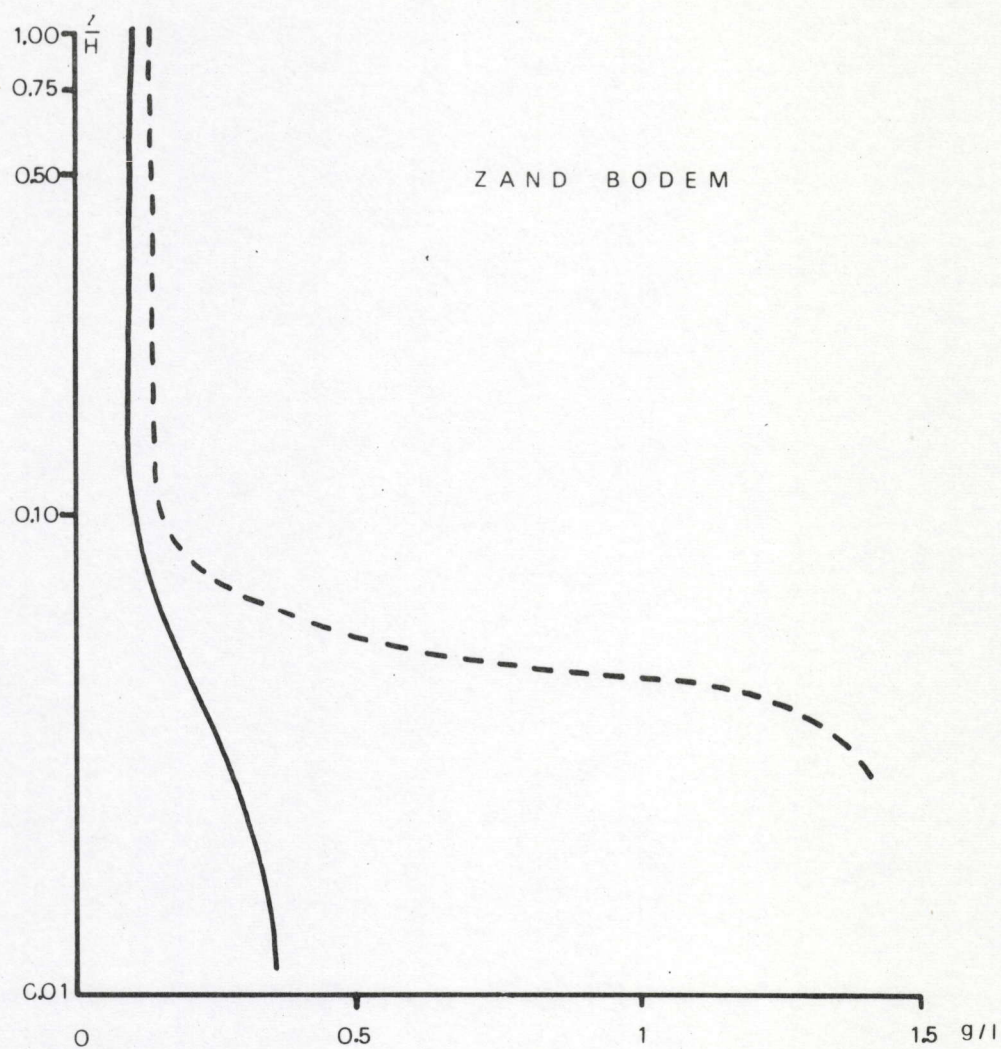
zandtransport aan schorreklif

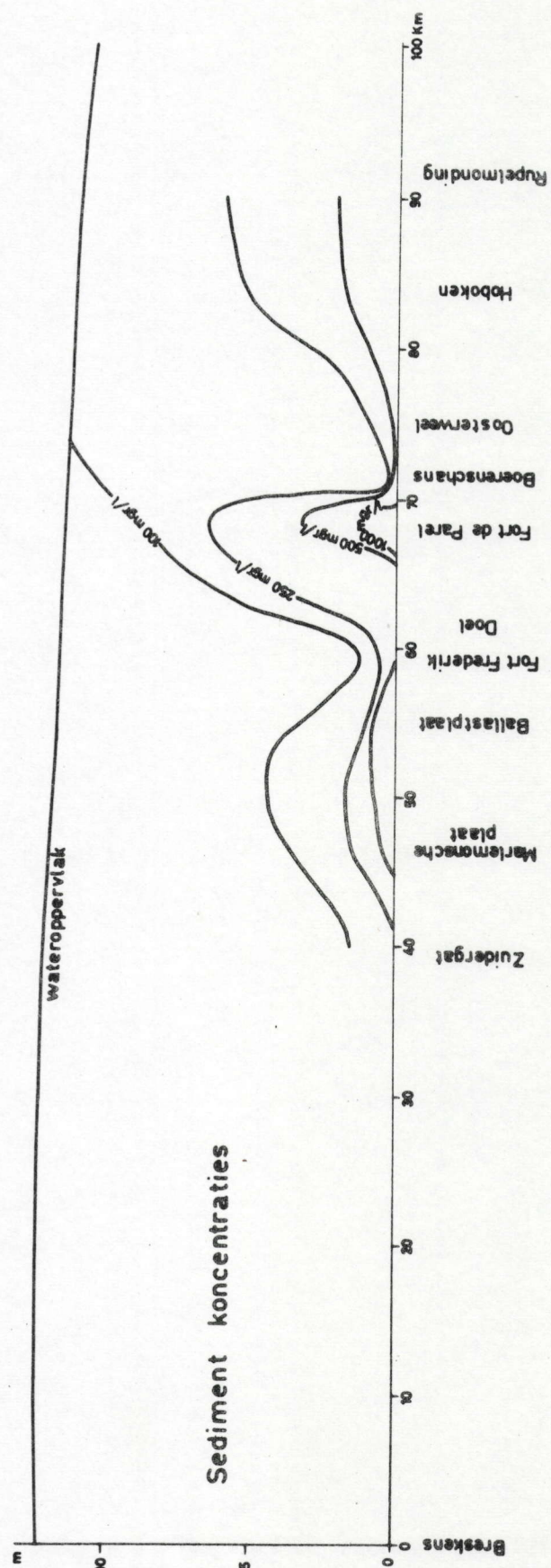
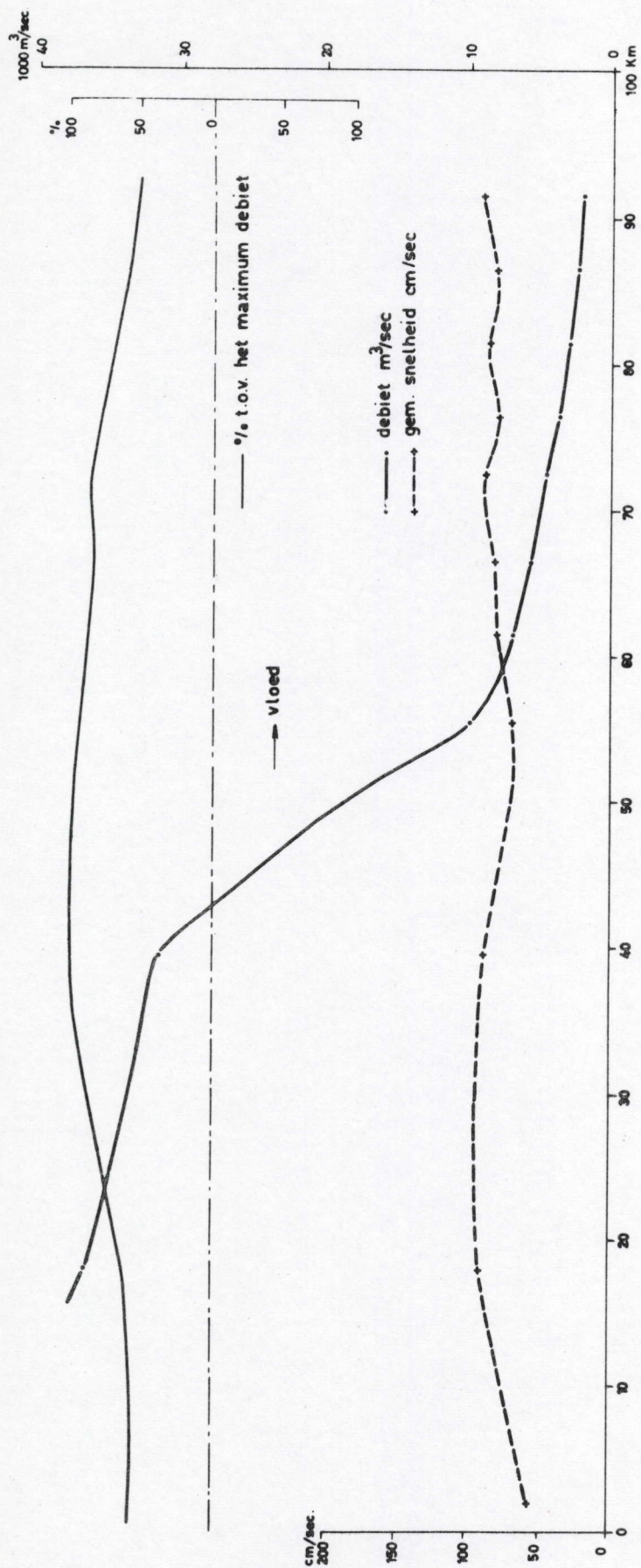


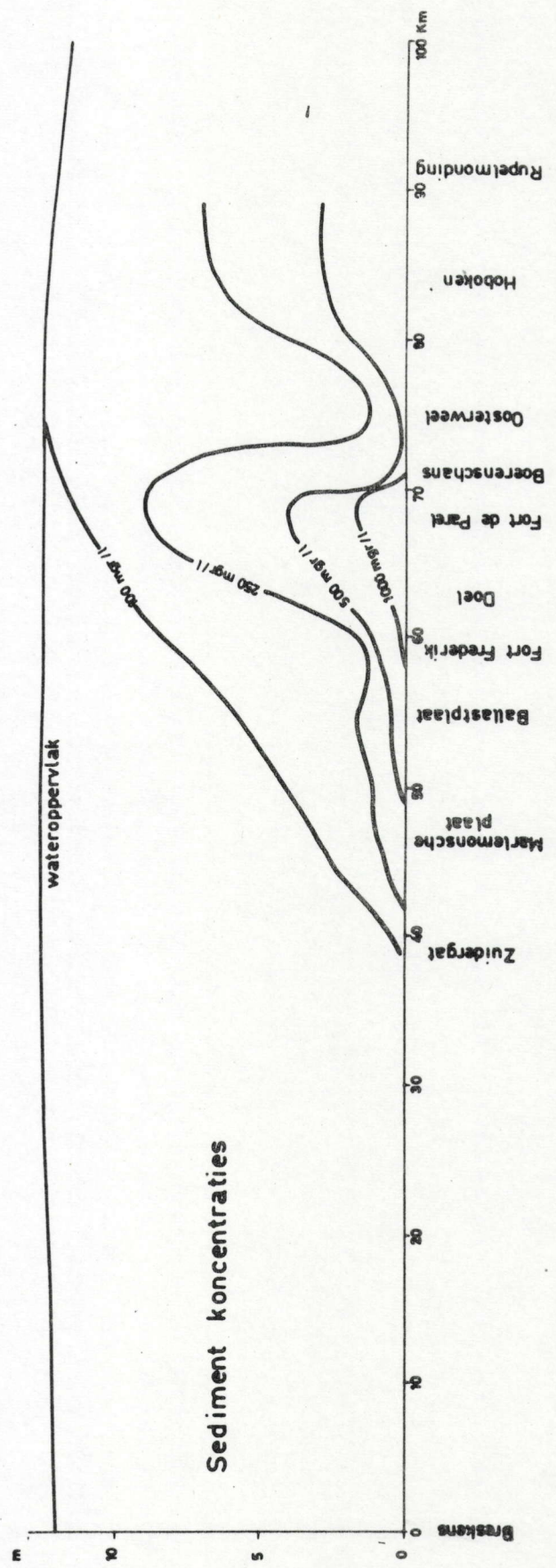
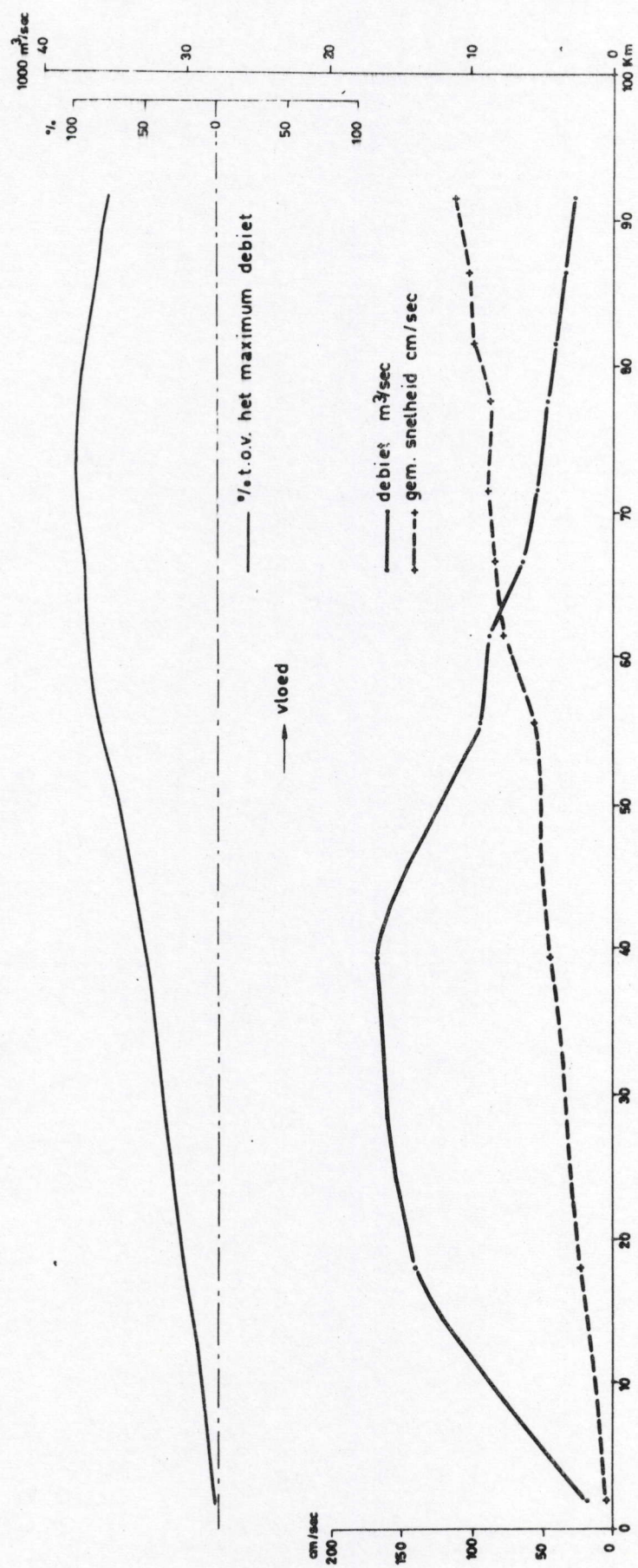
Erosiesnelheid versus rigiditeit.

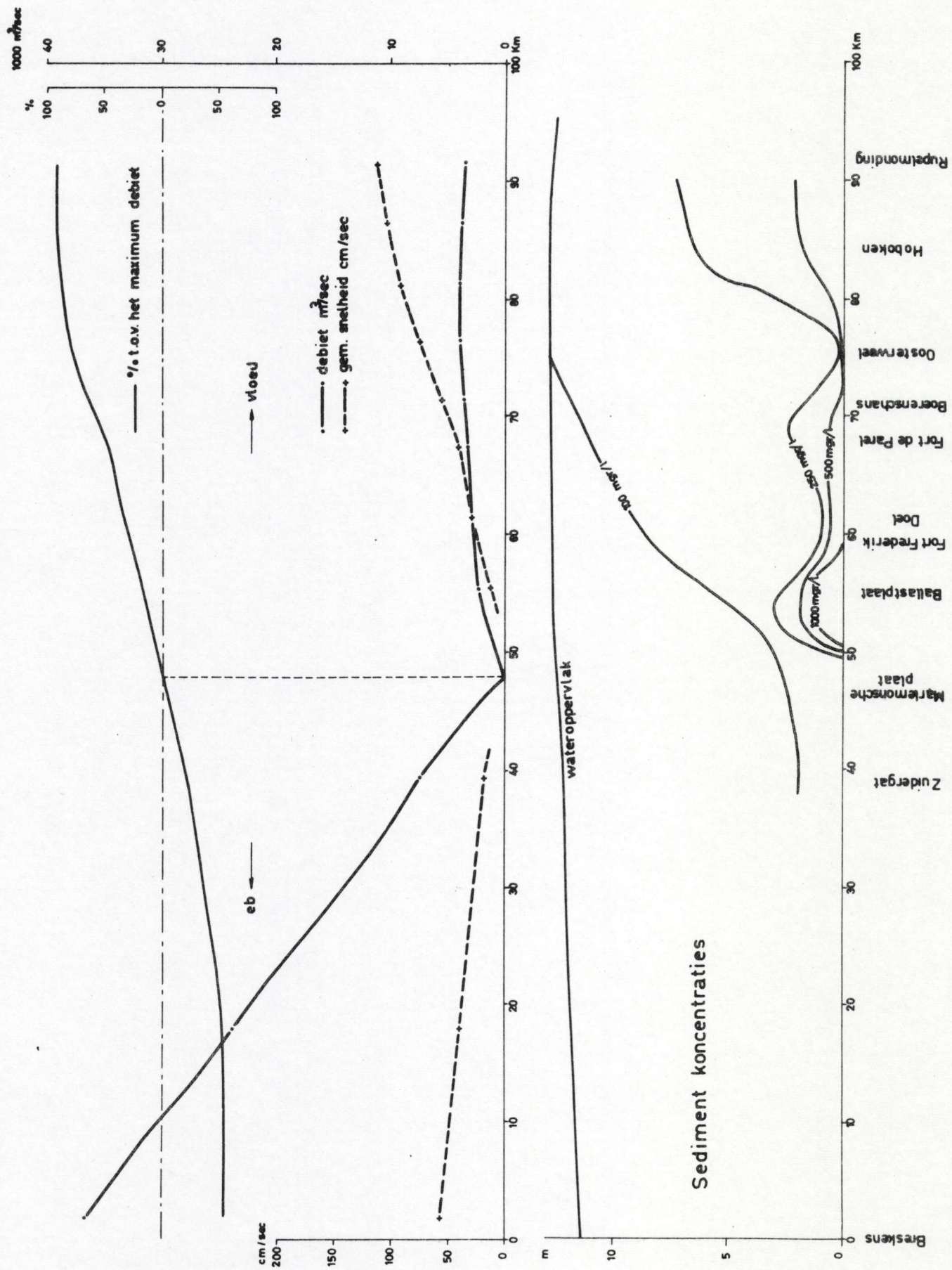
Migniot C 1968

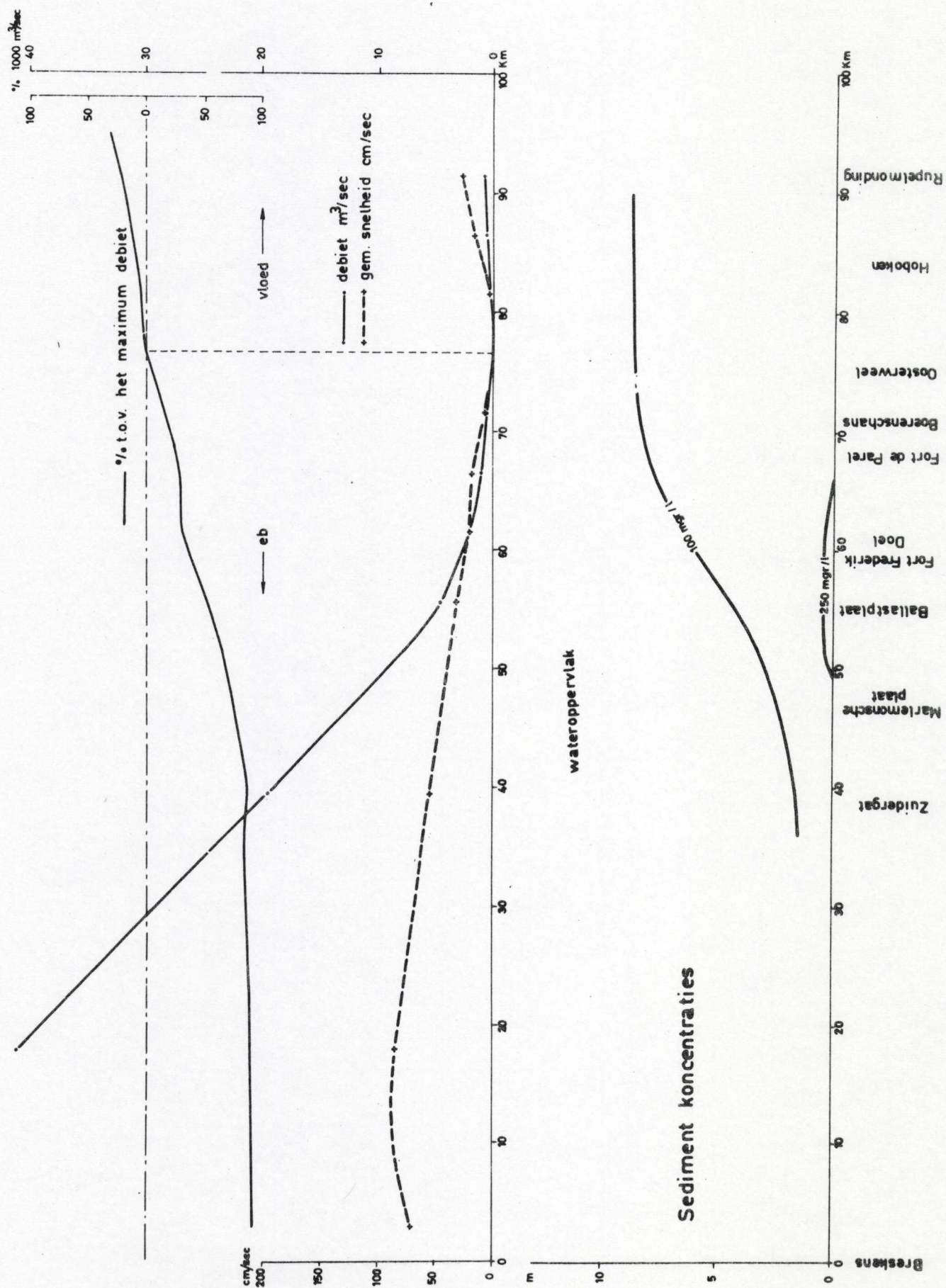


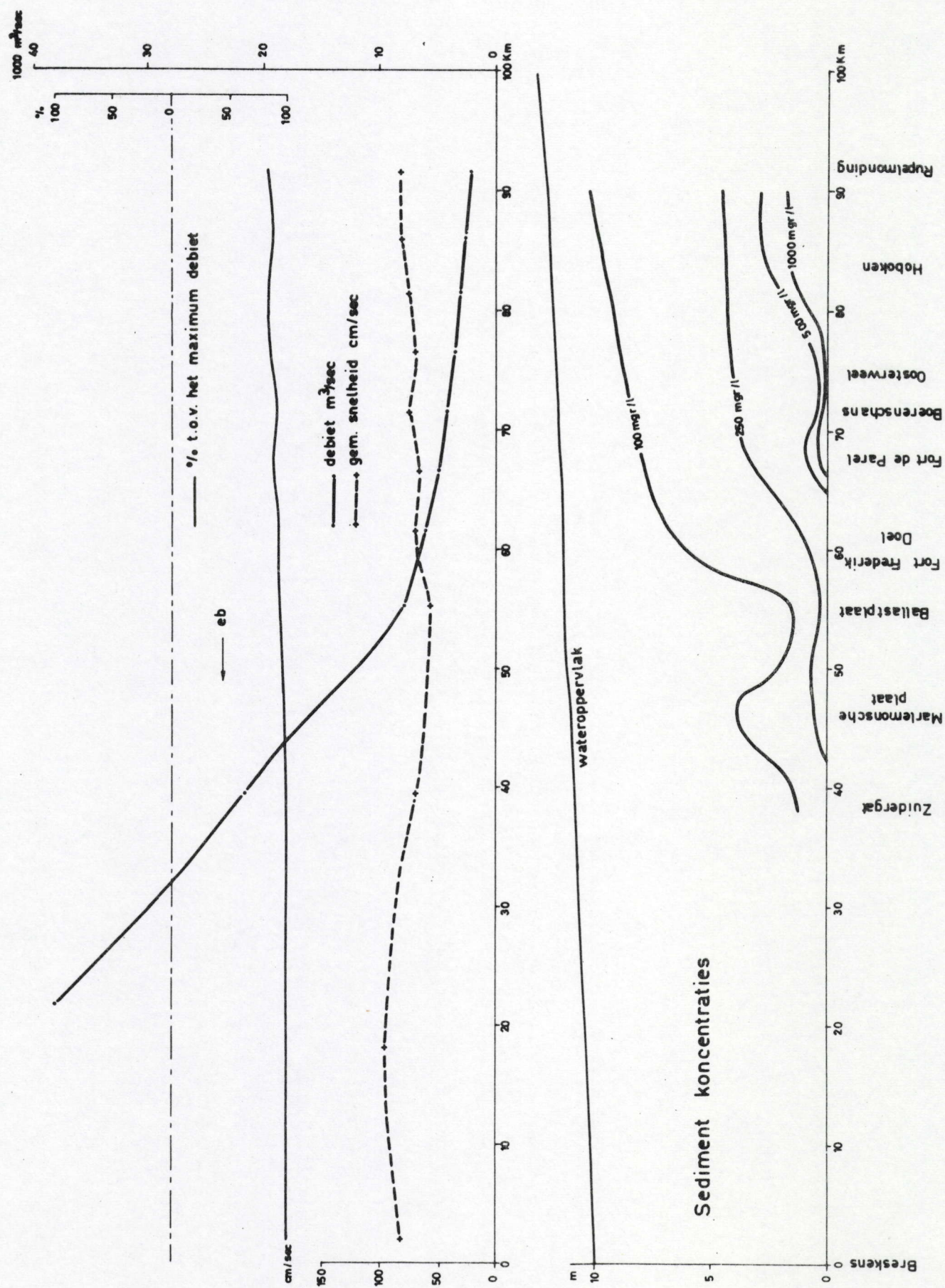


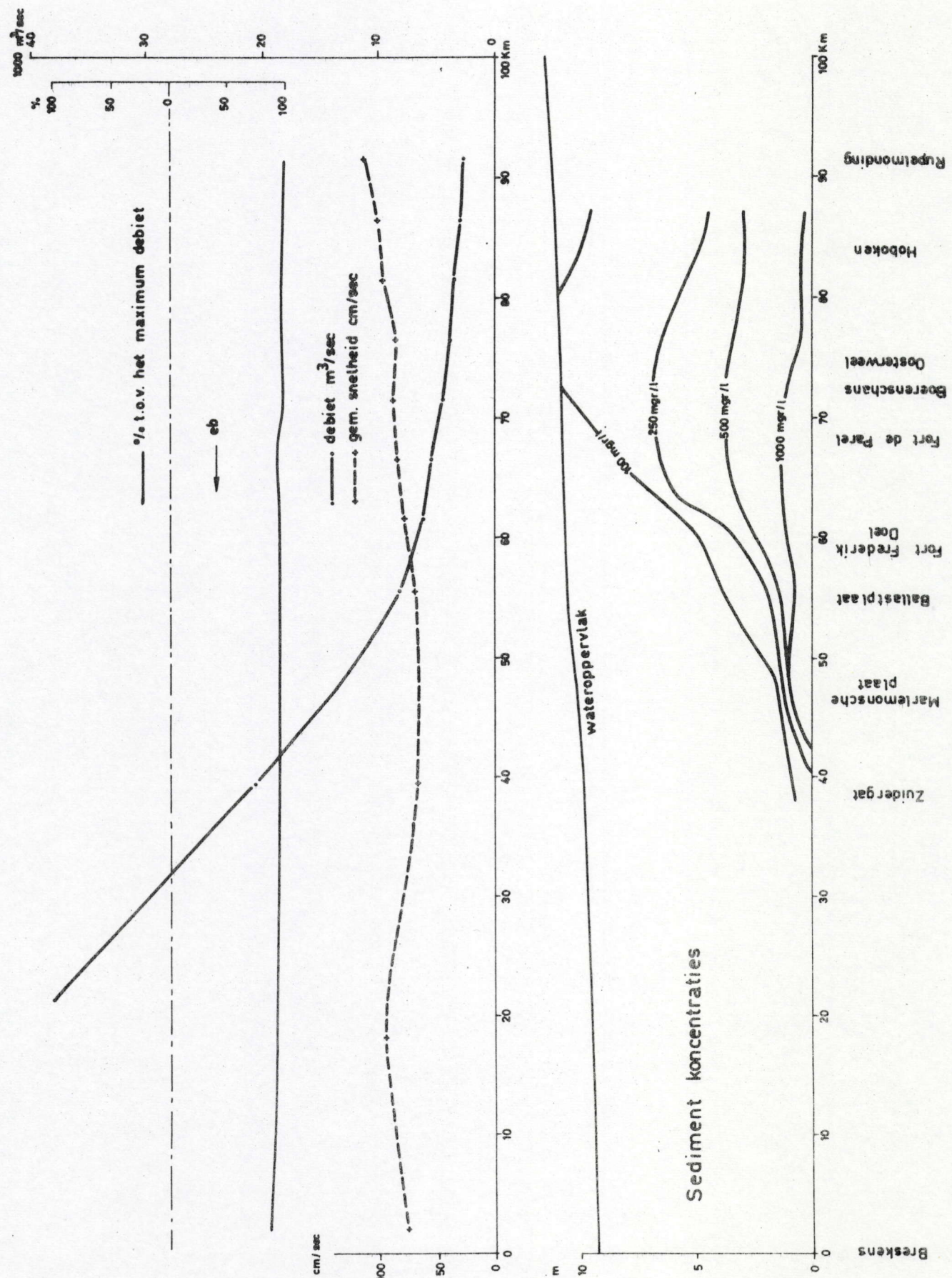


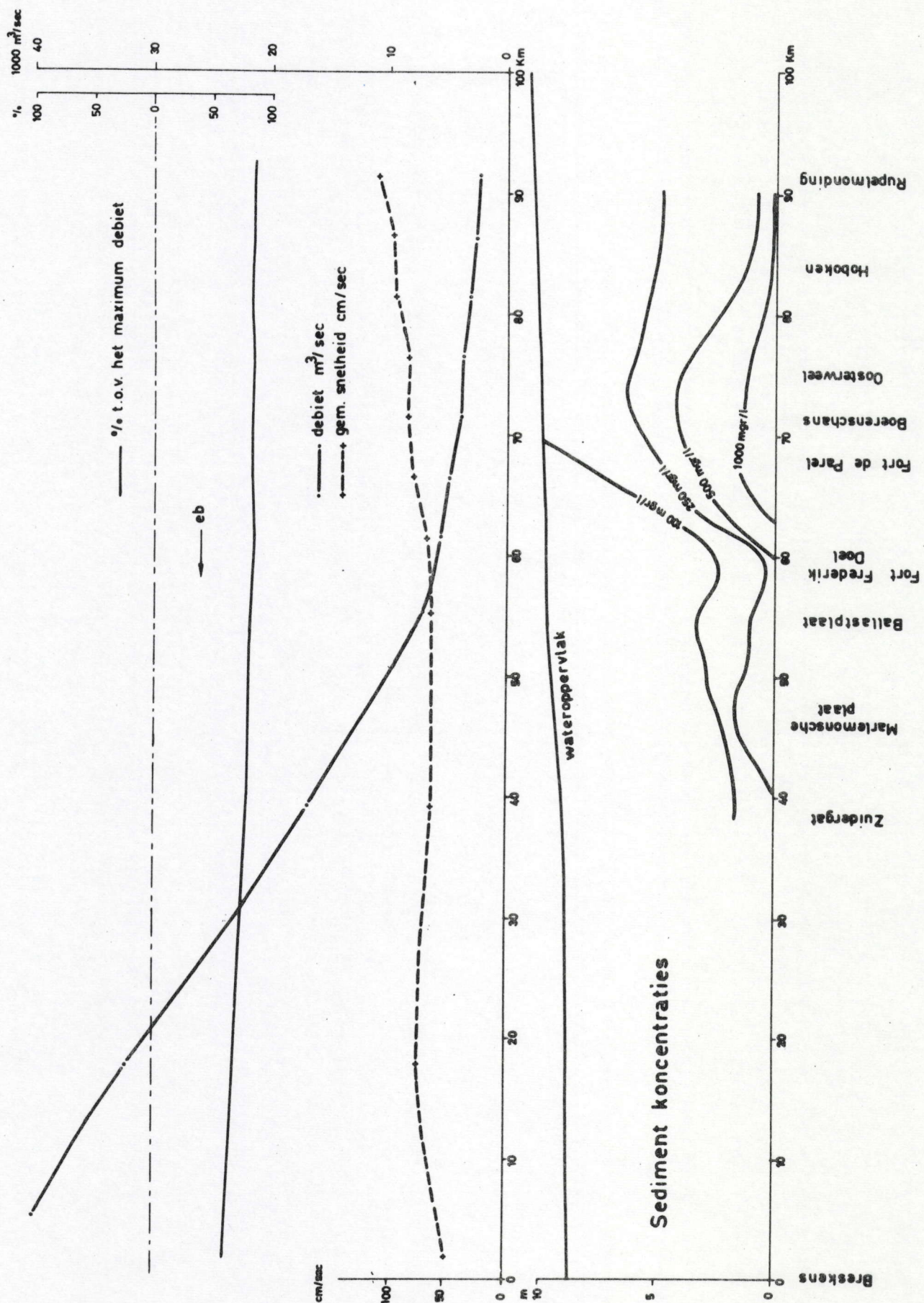


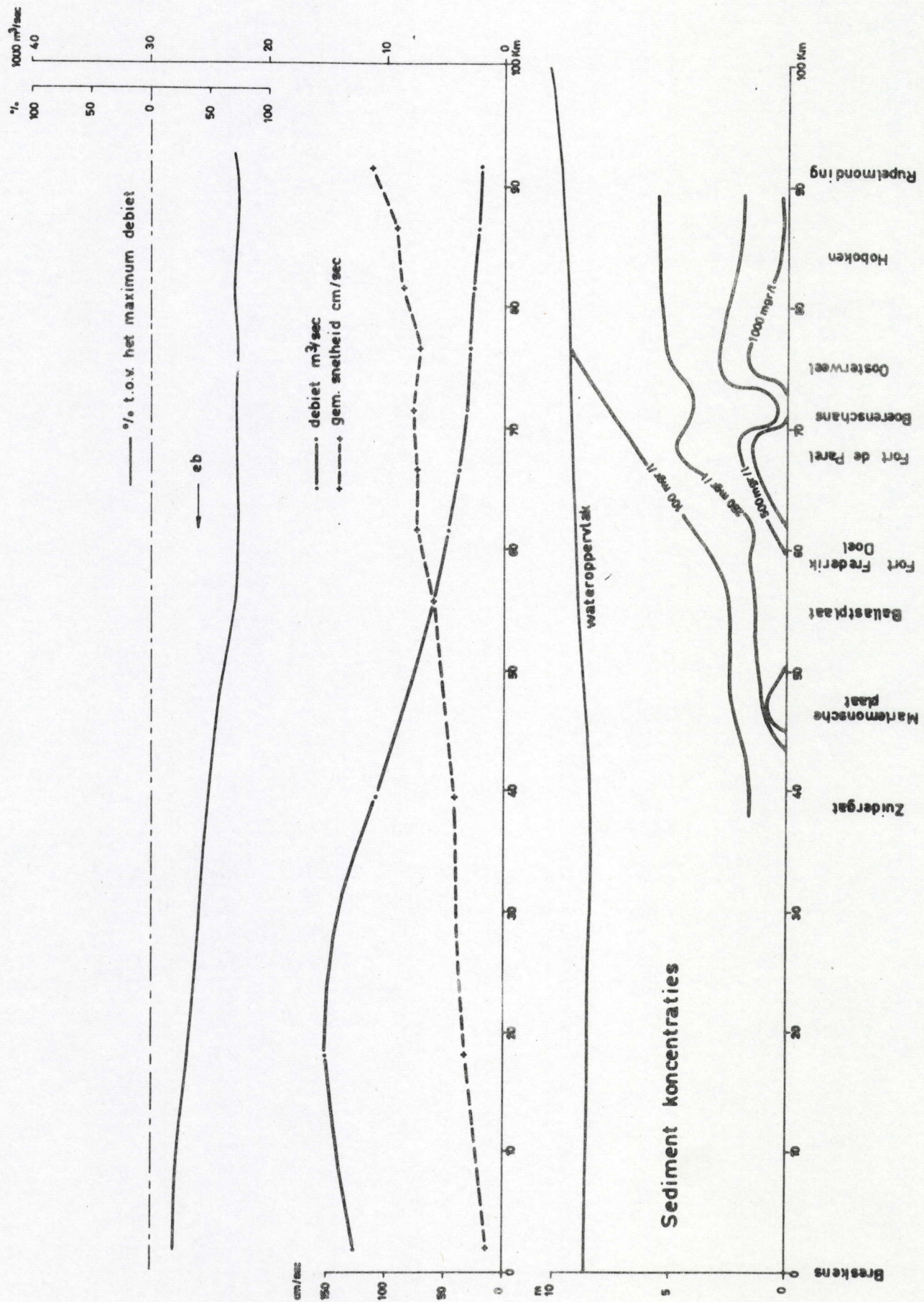


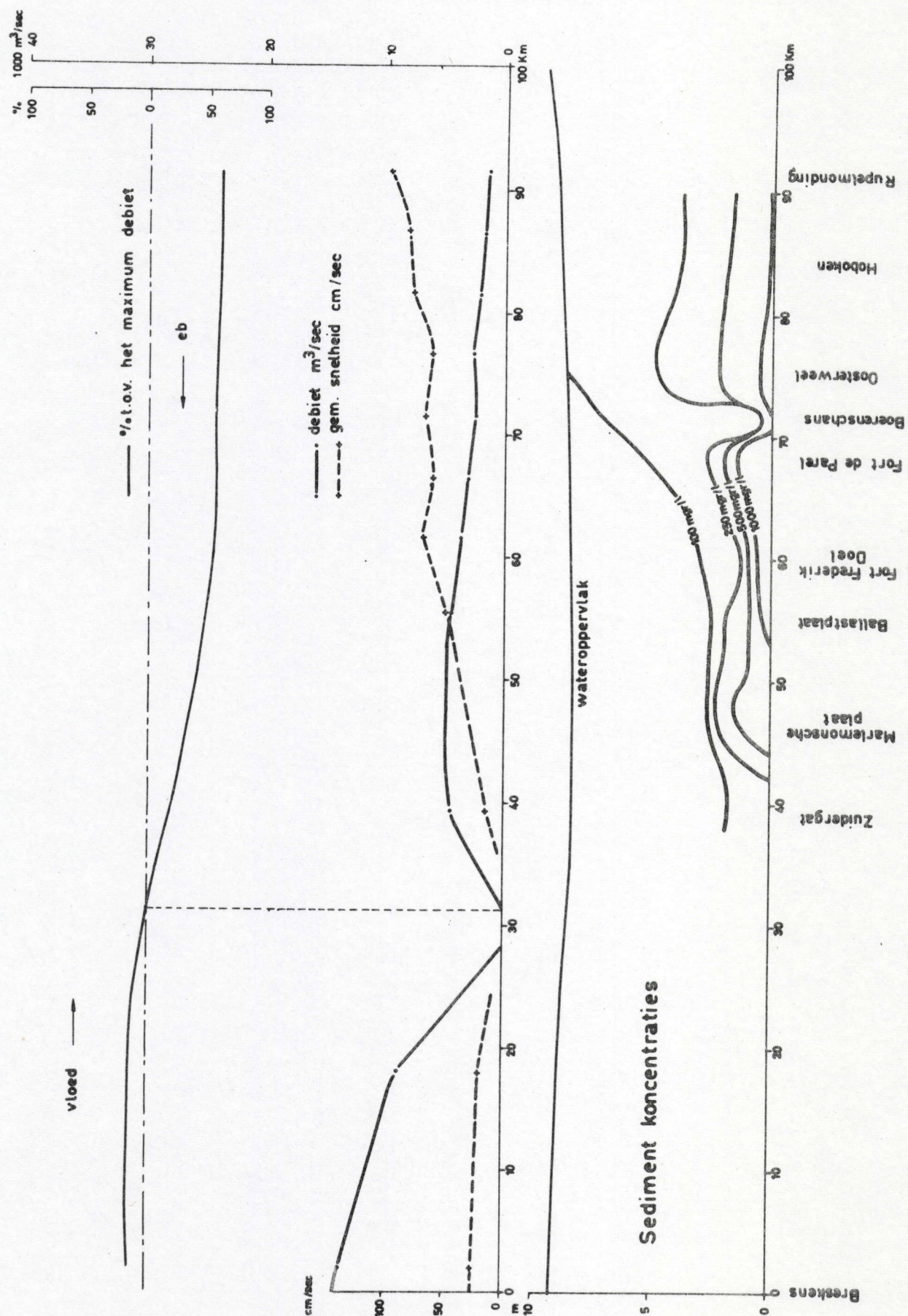


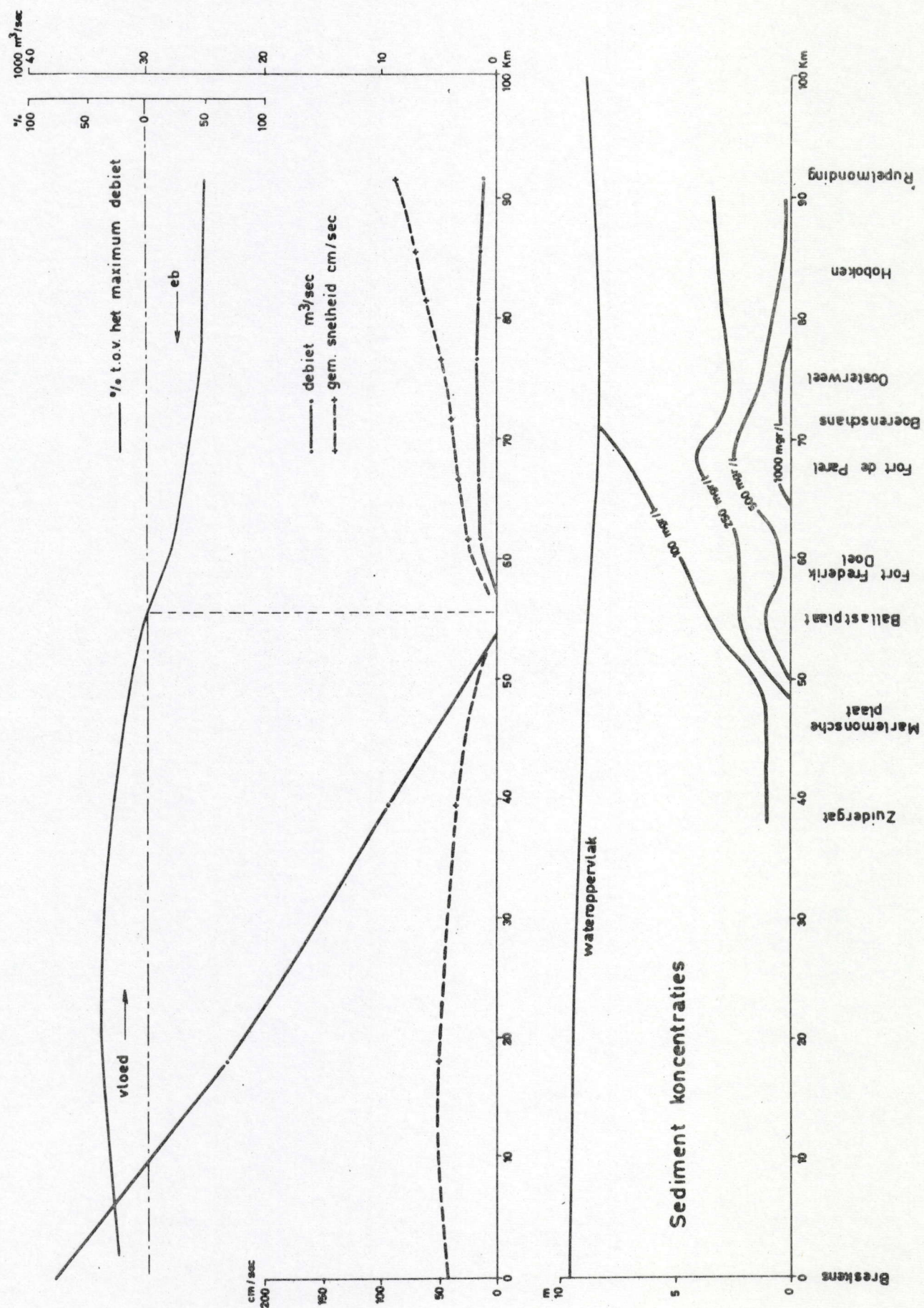


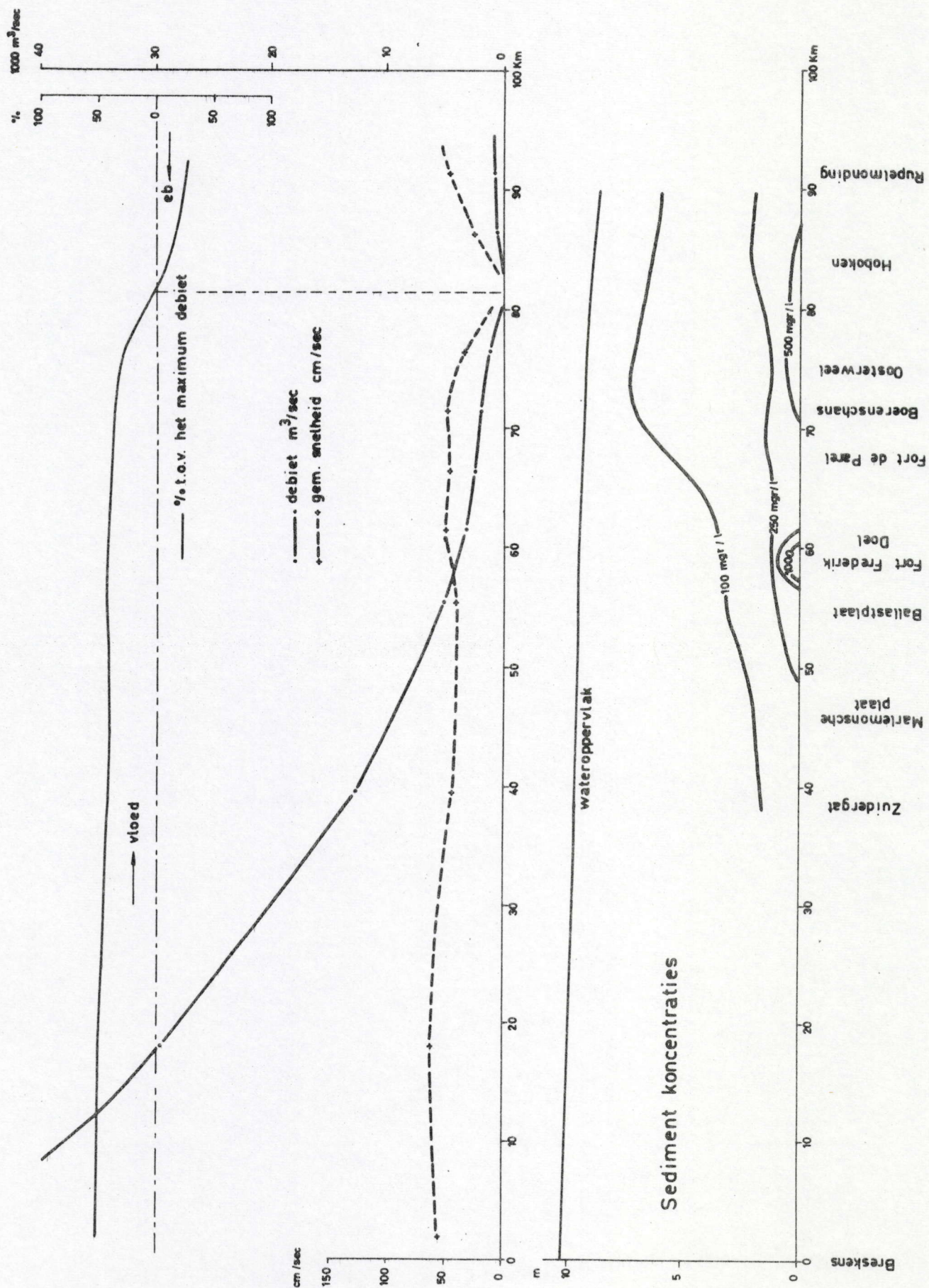


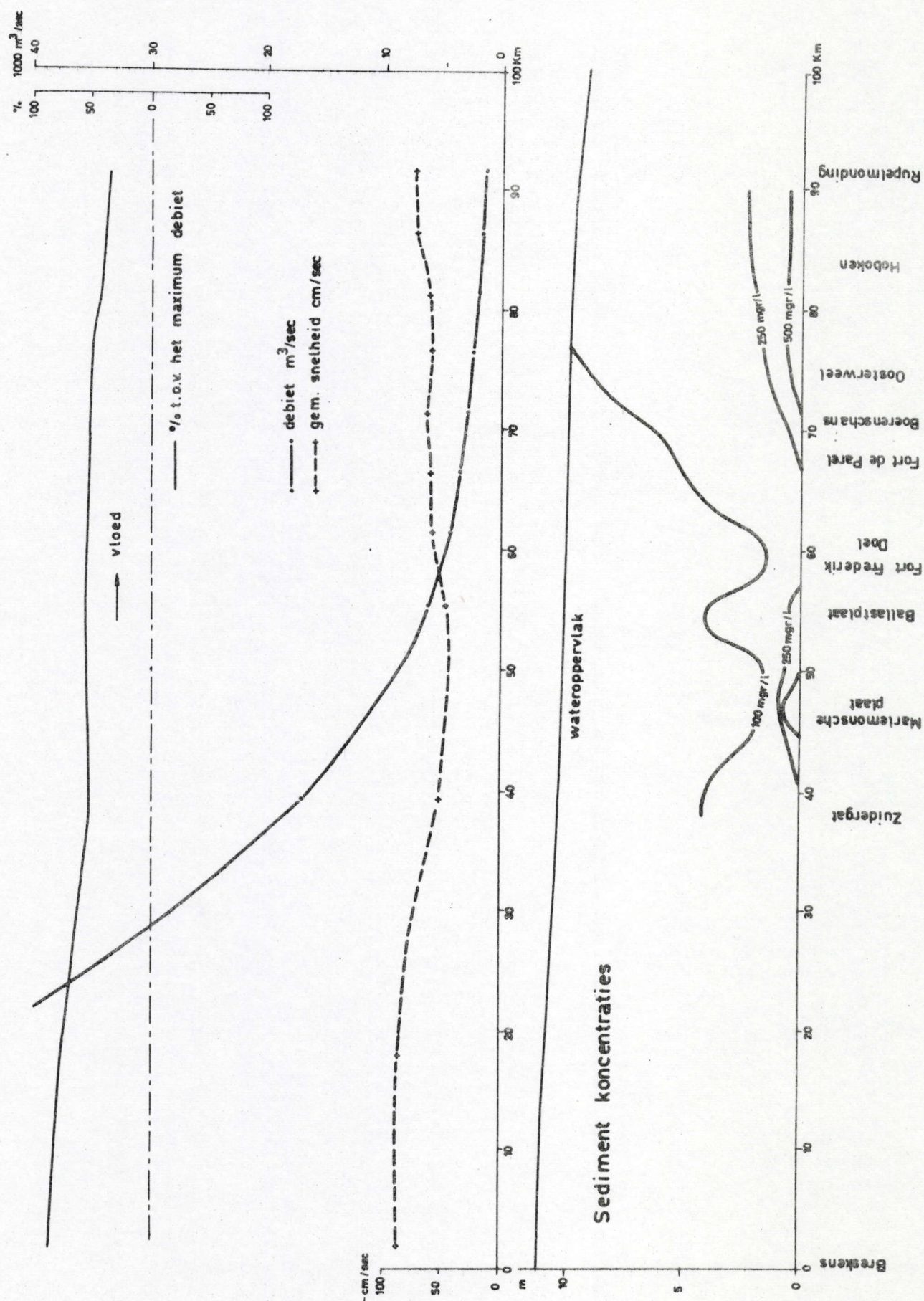


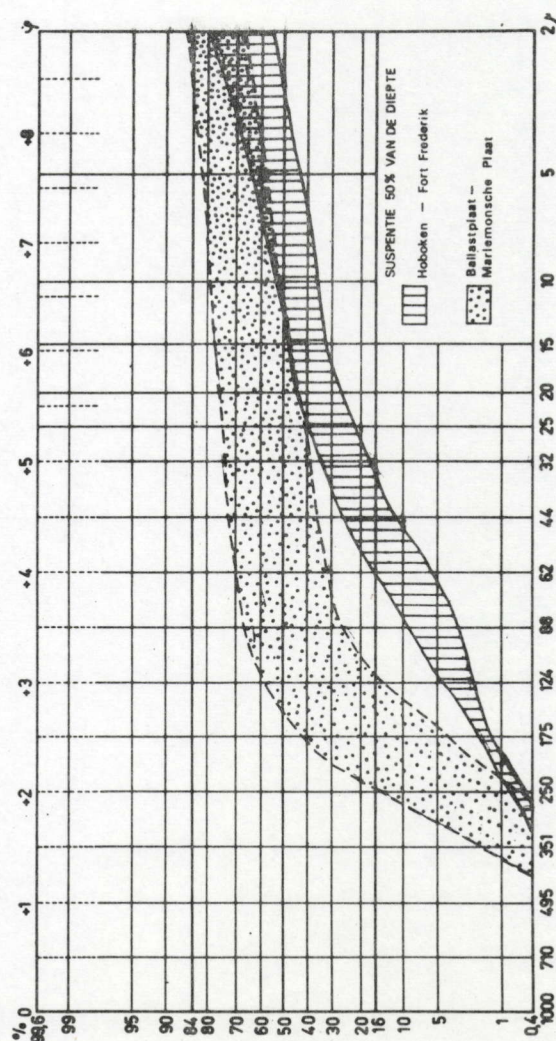
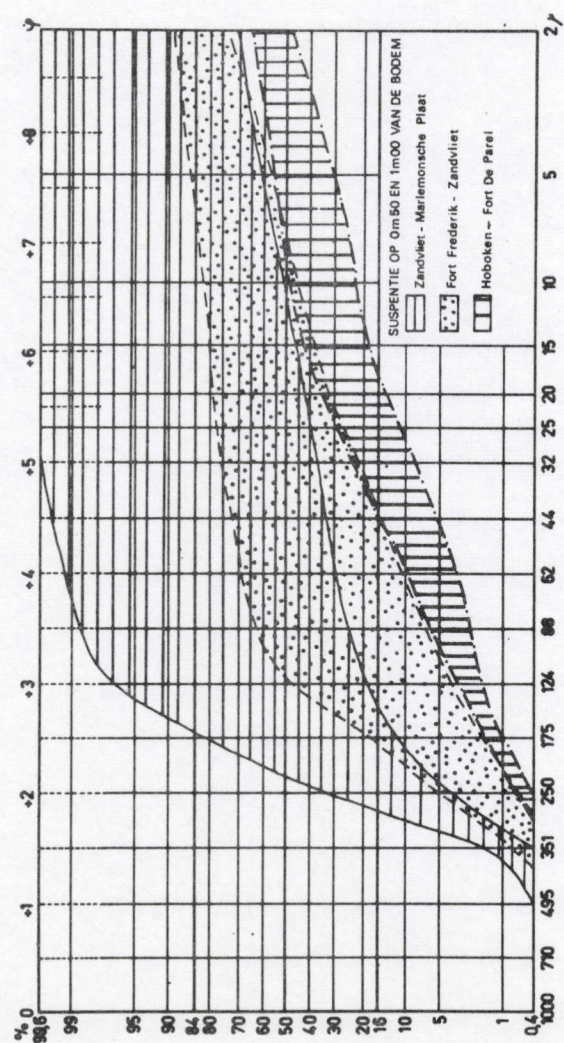
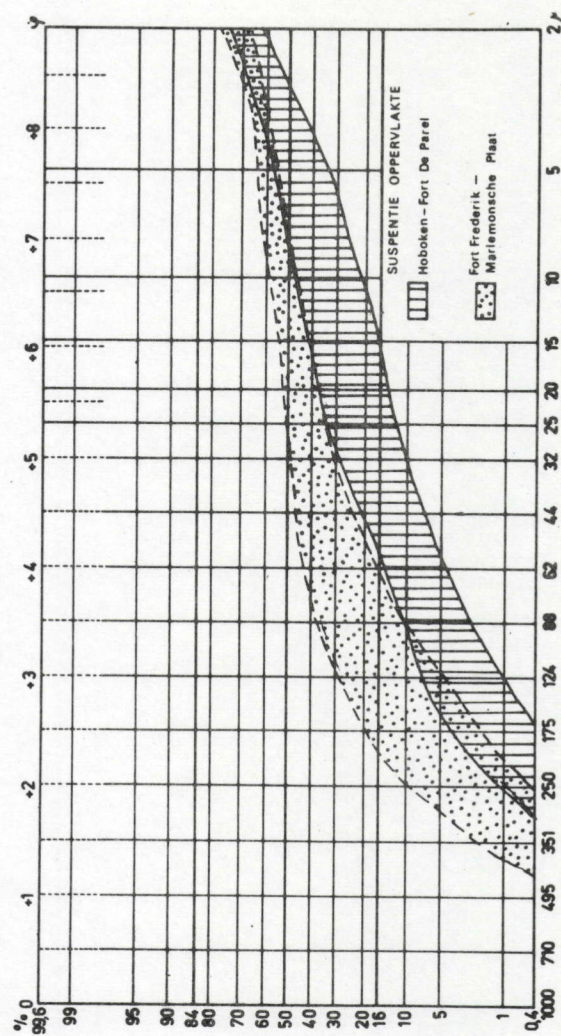
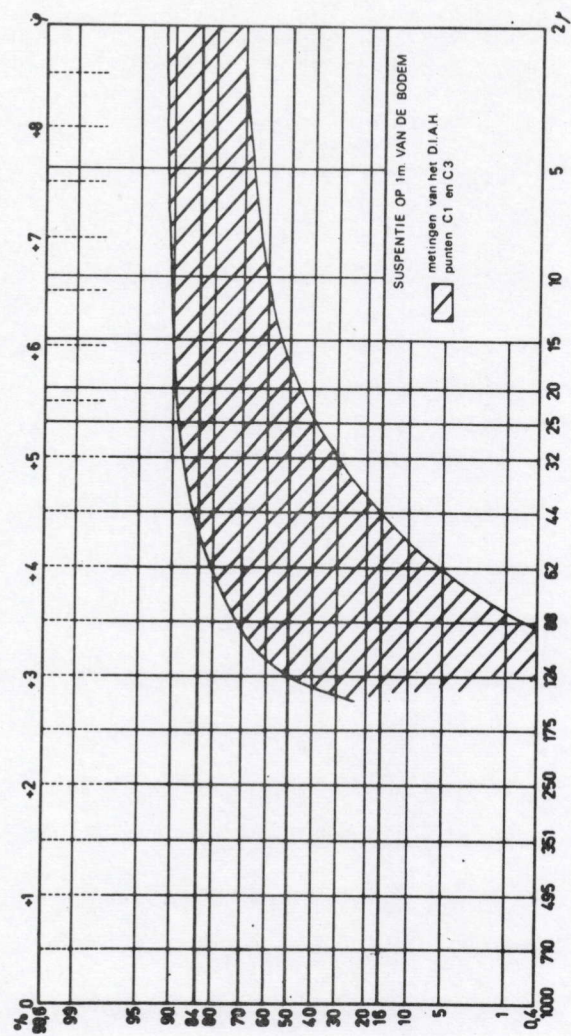


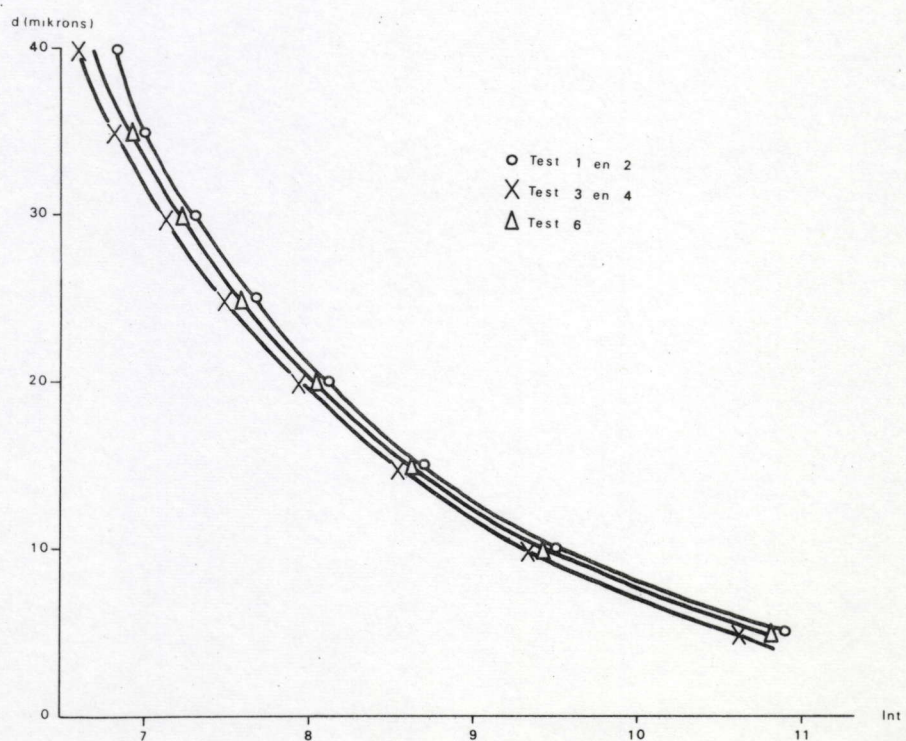
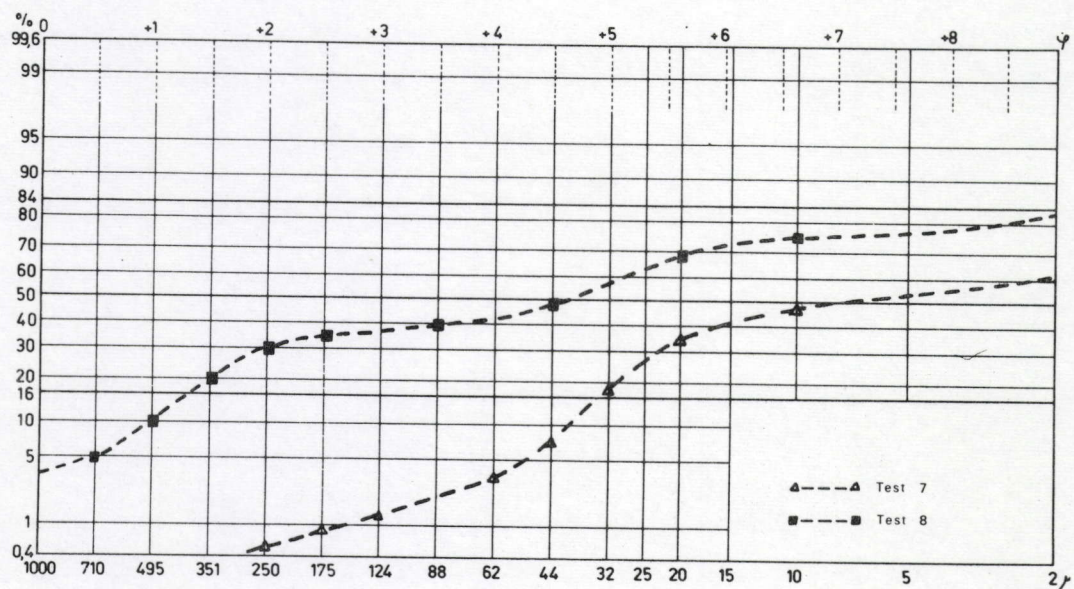
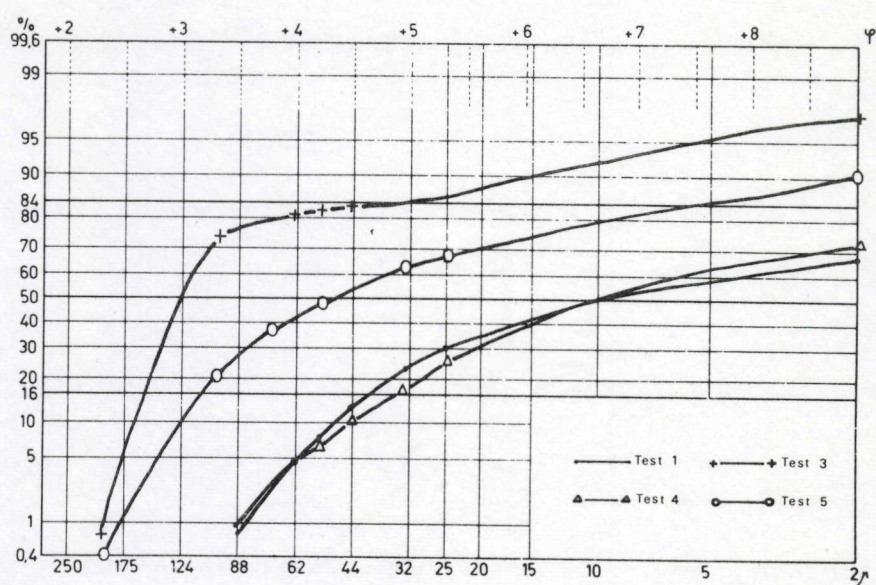


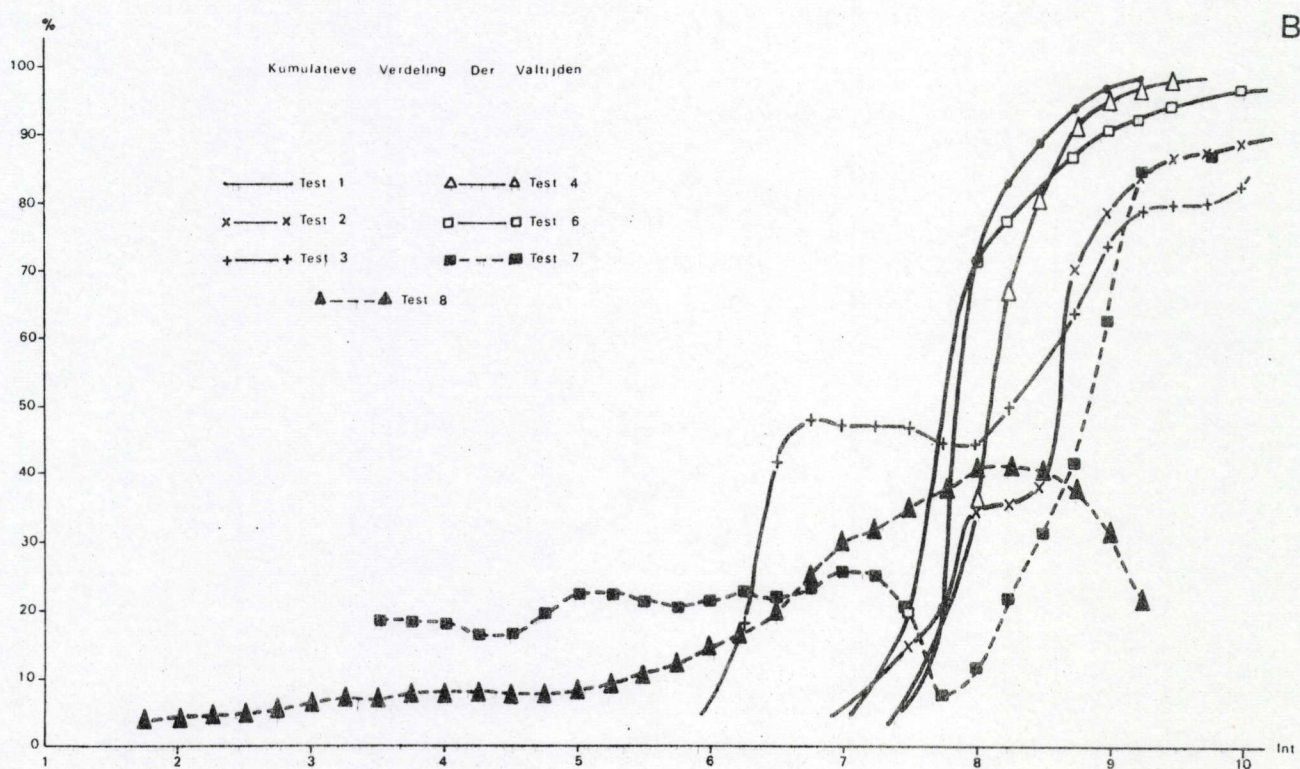
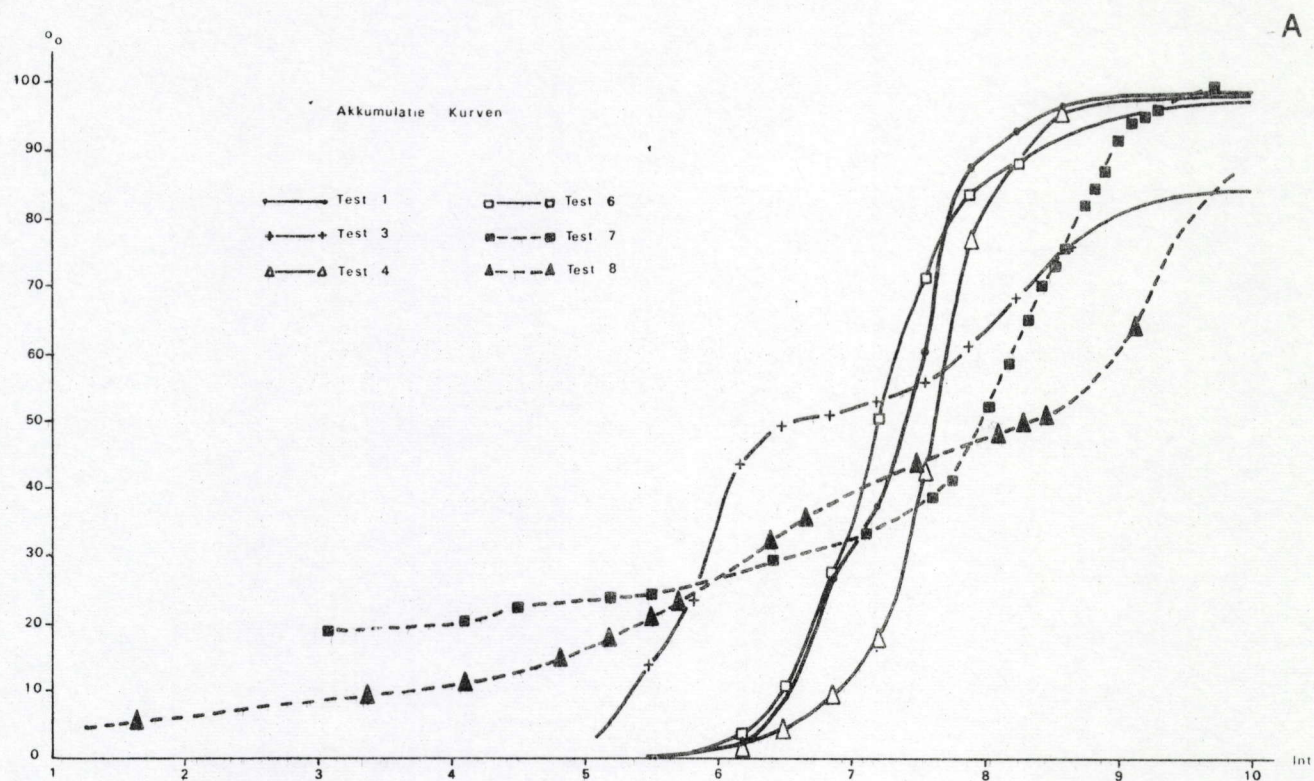


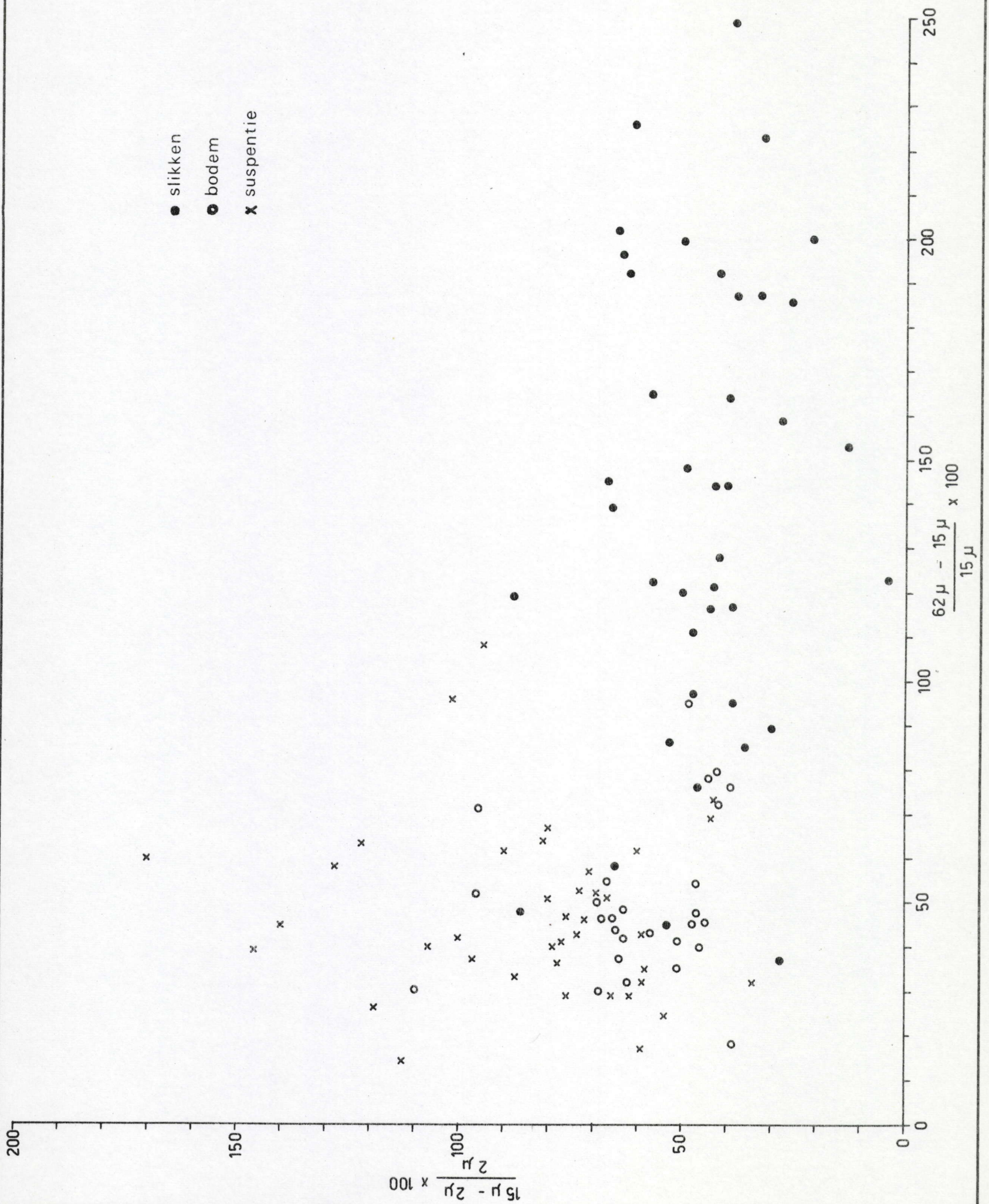




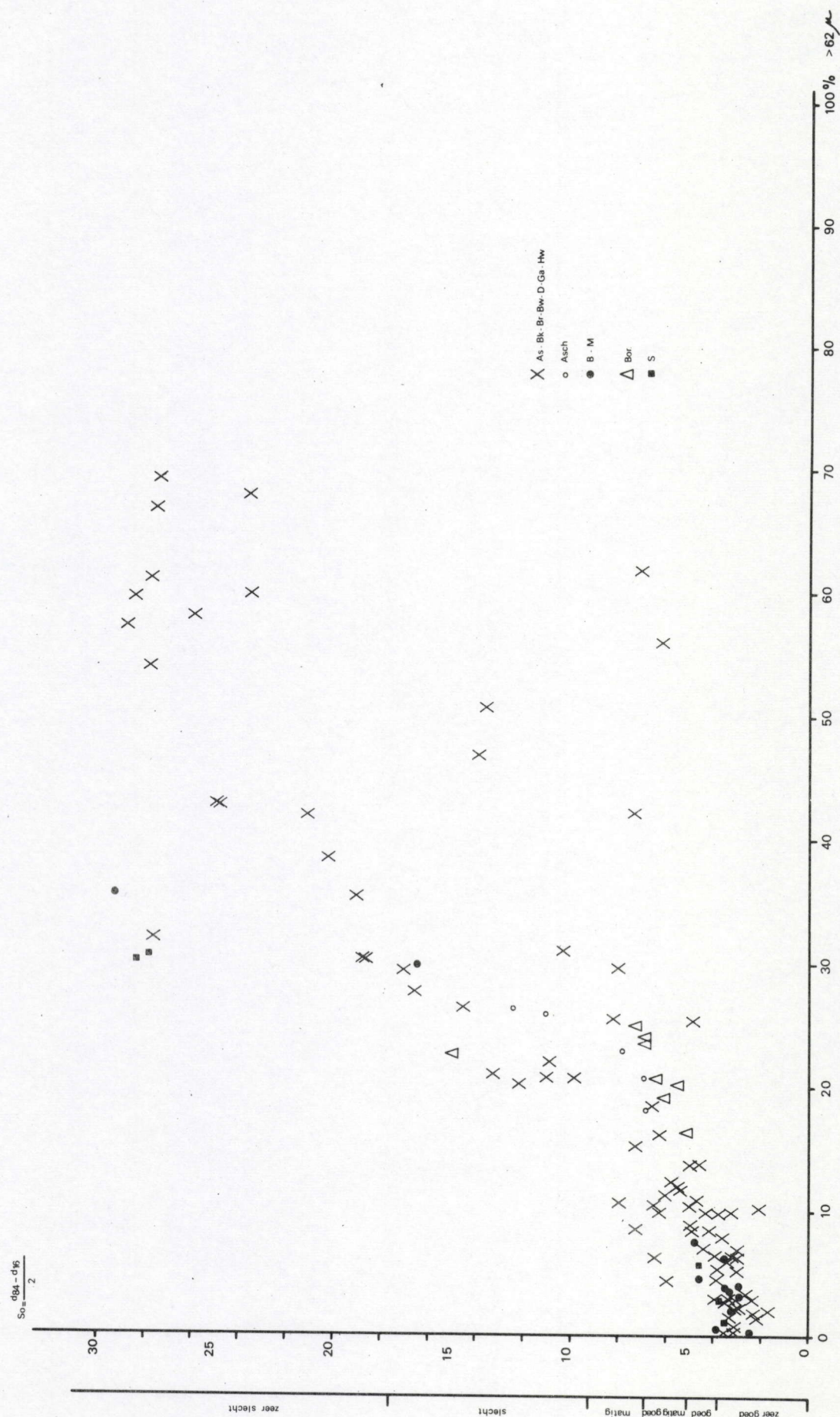




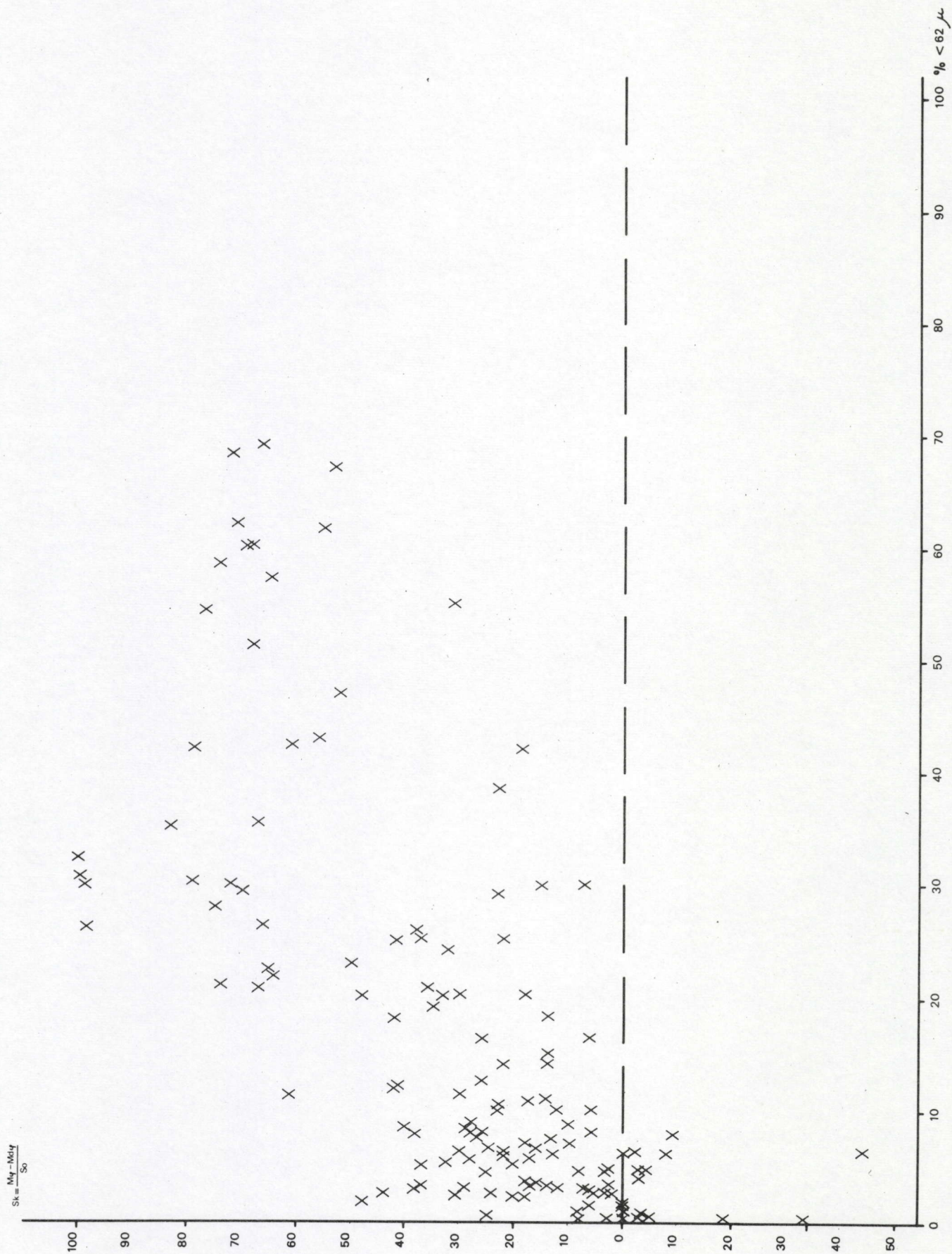


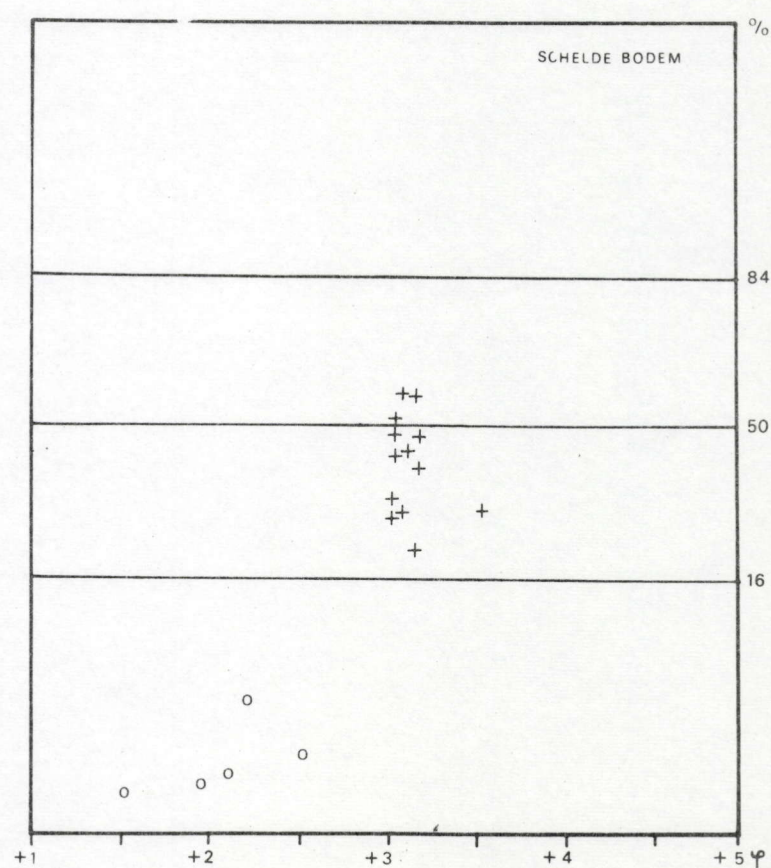
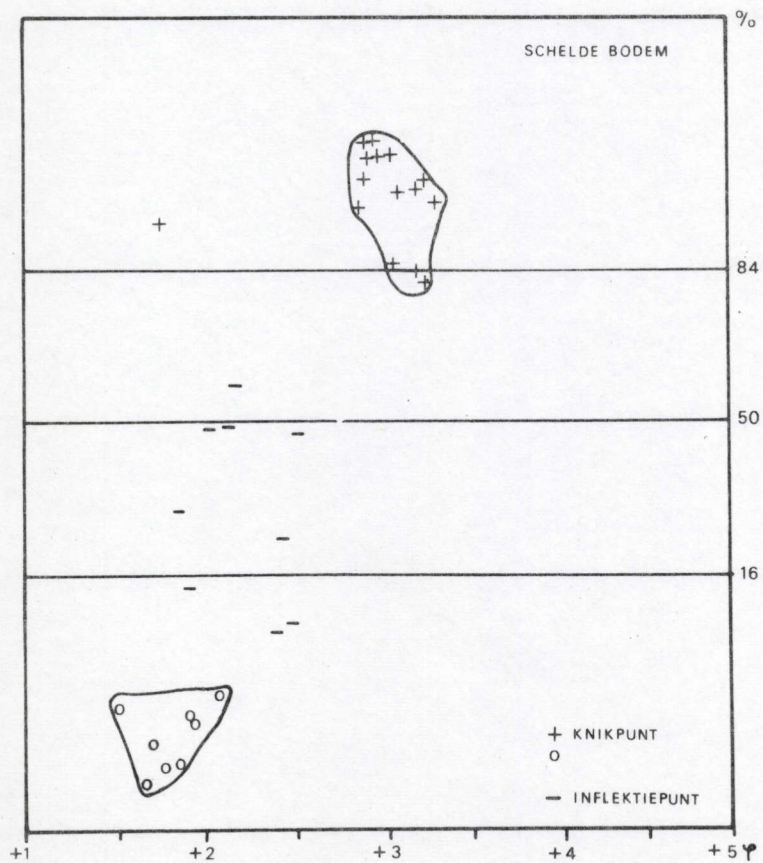
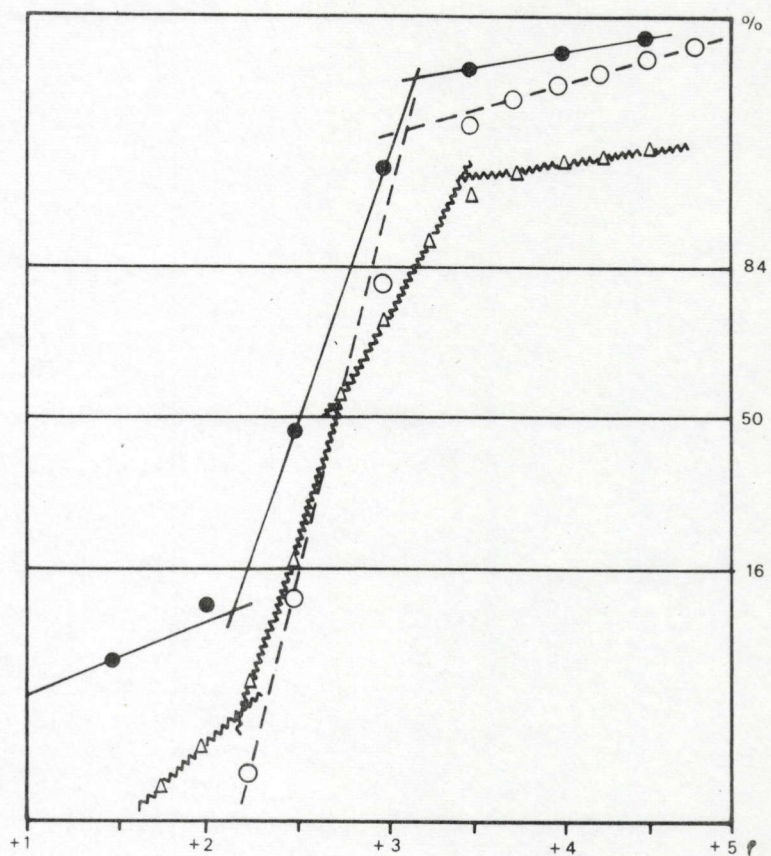
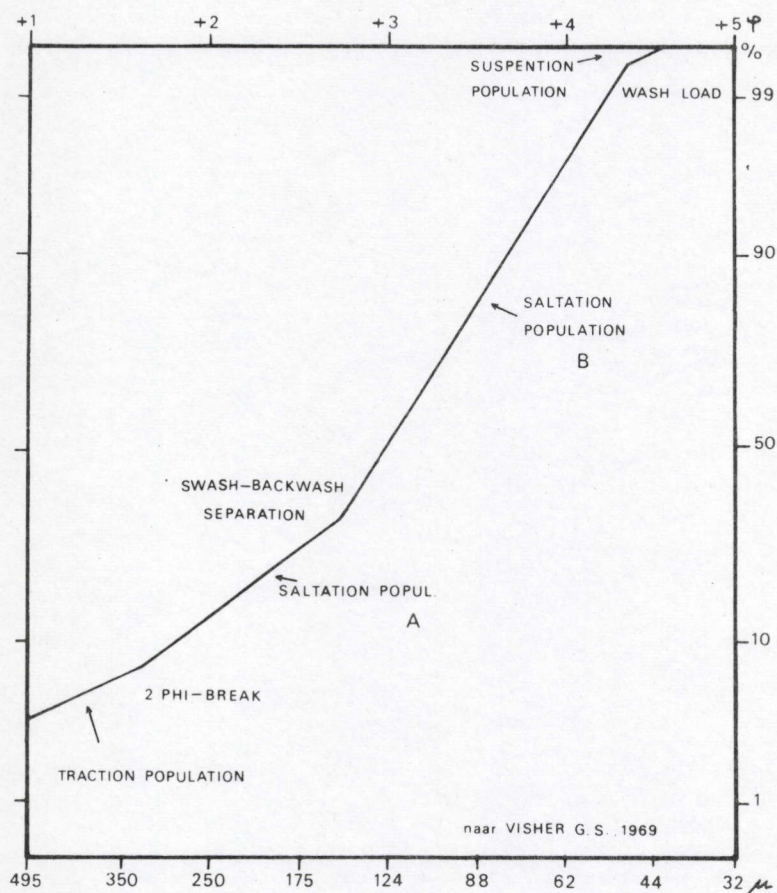


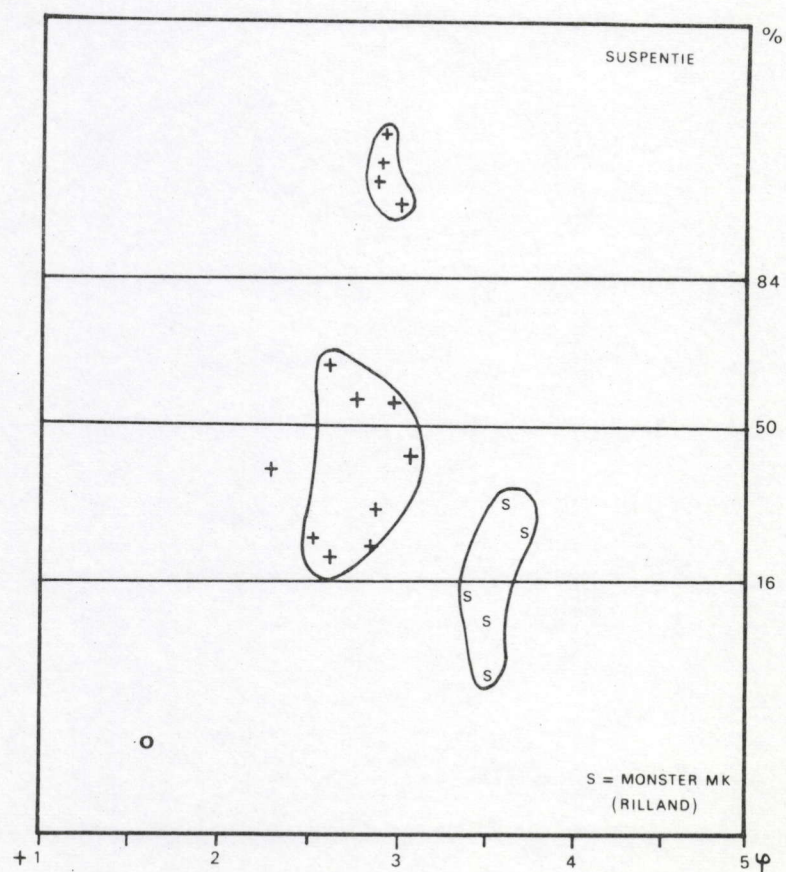
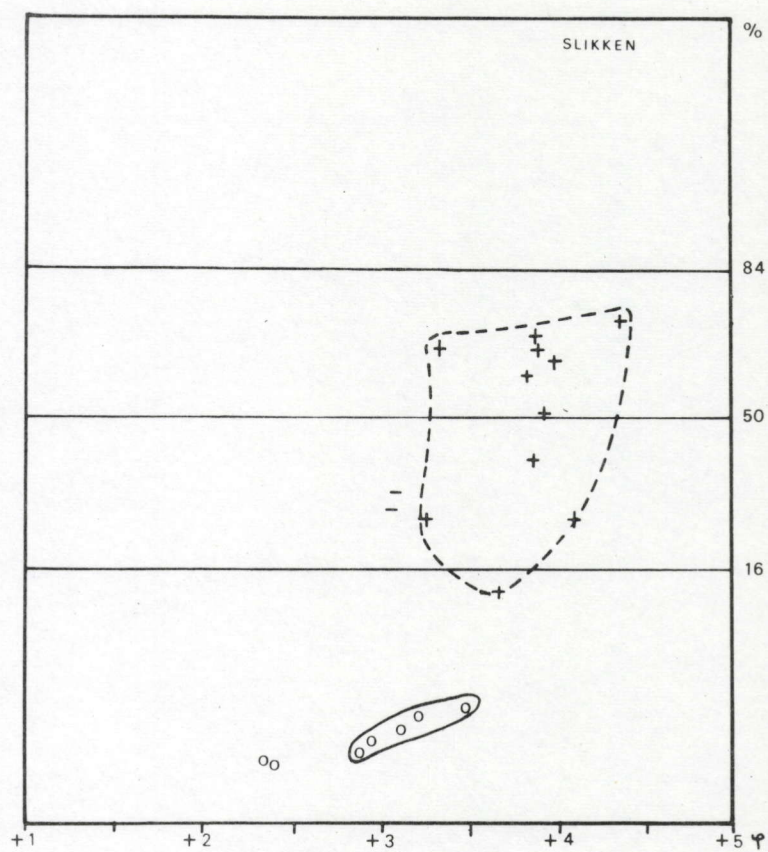
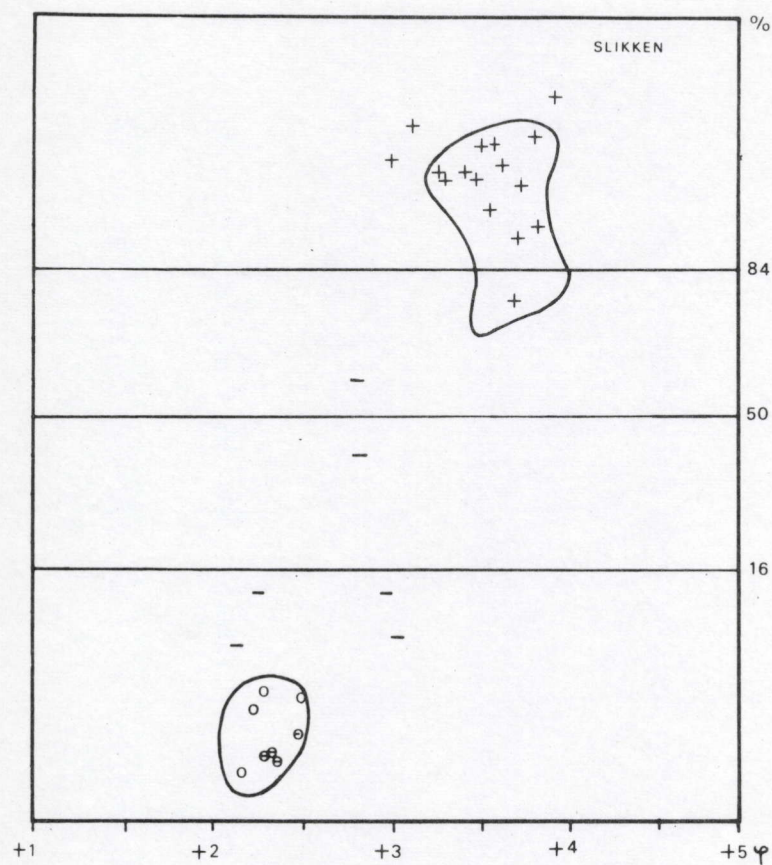
SORTERING (So) VERSUS SILT EN KLEI FRAKTIE

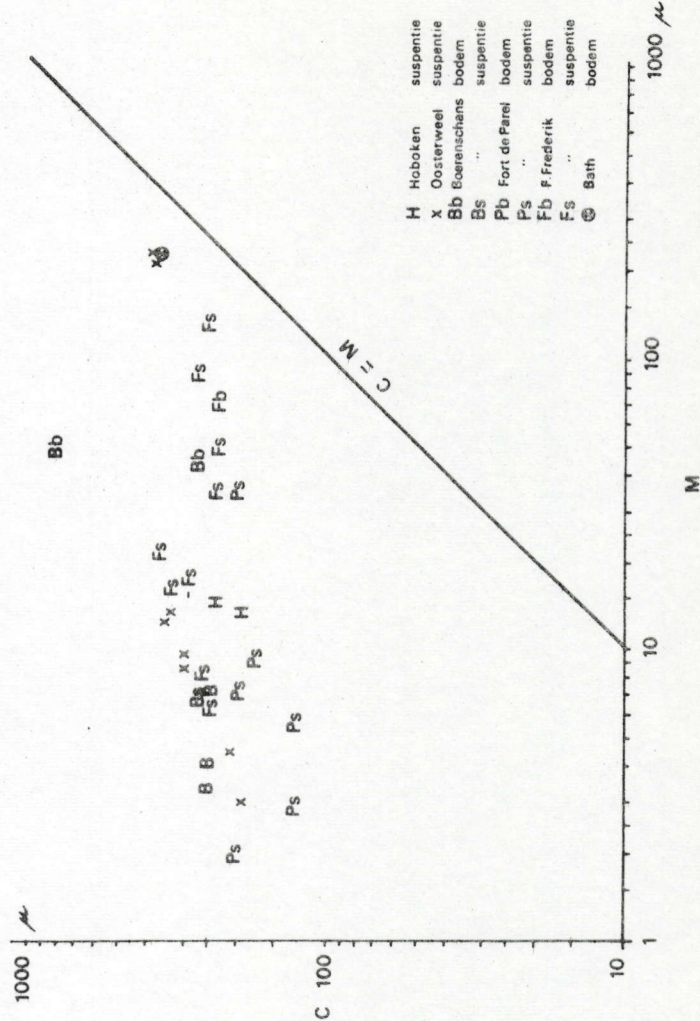
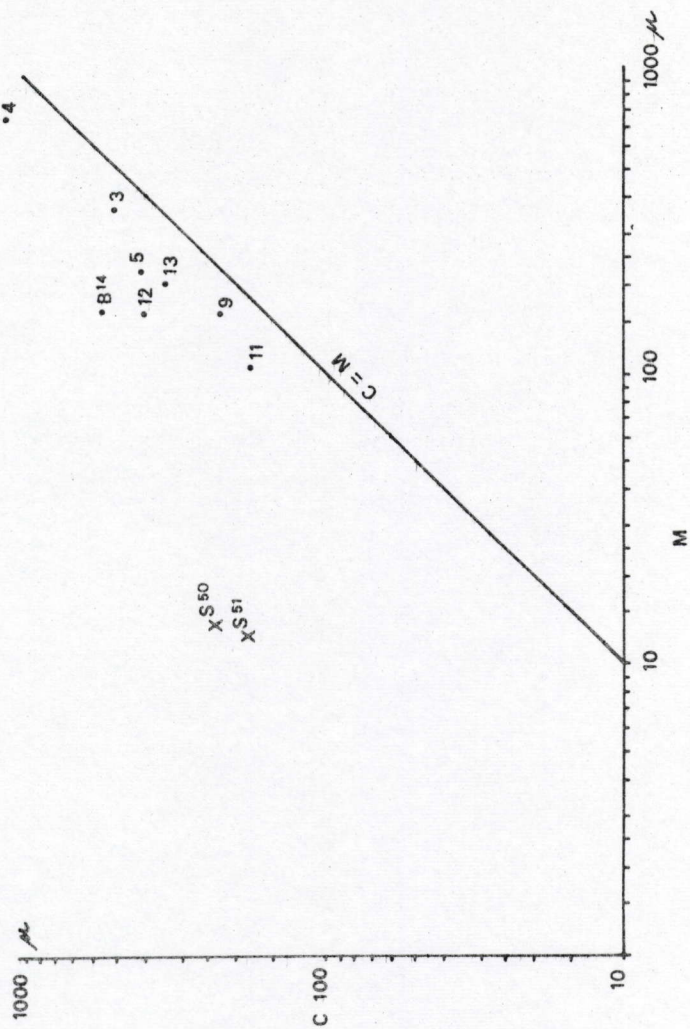
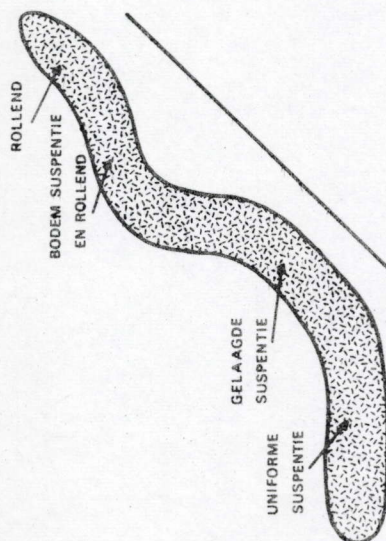


SCHEEFHEID (SK) VERSUS SILT EN KLEI FRAKTIE

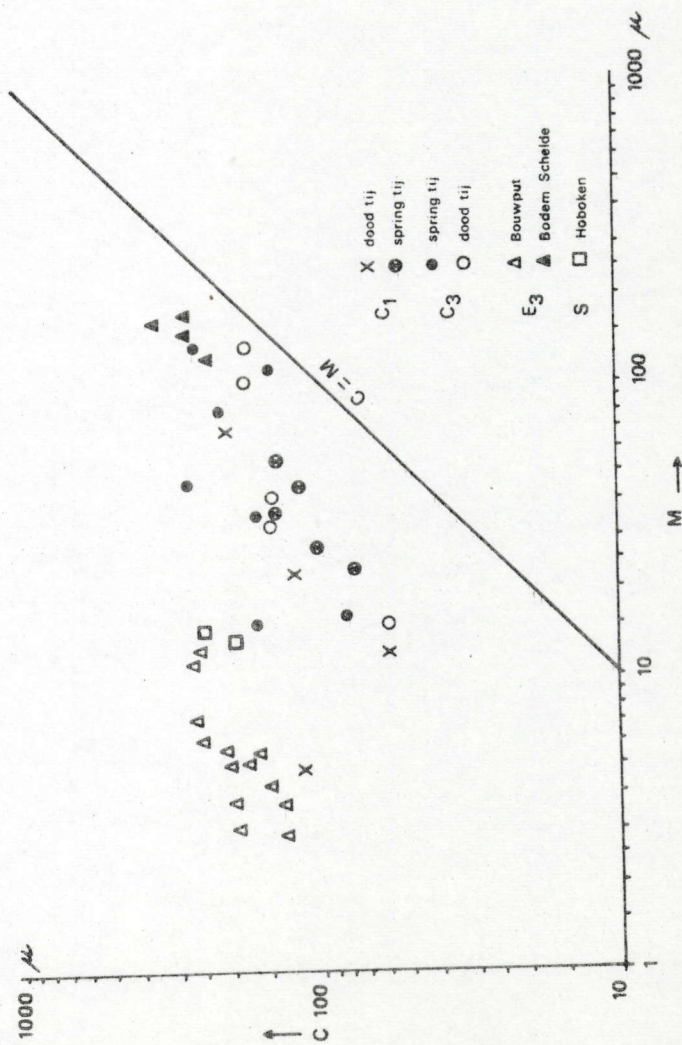




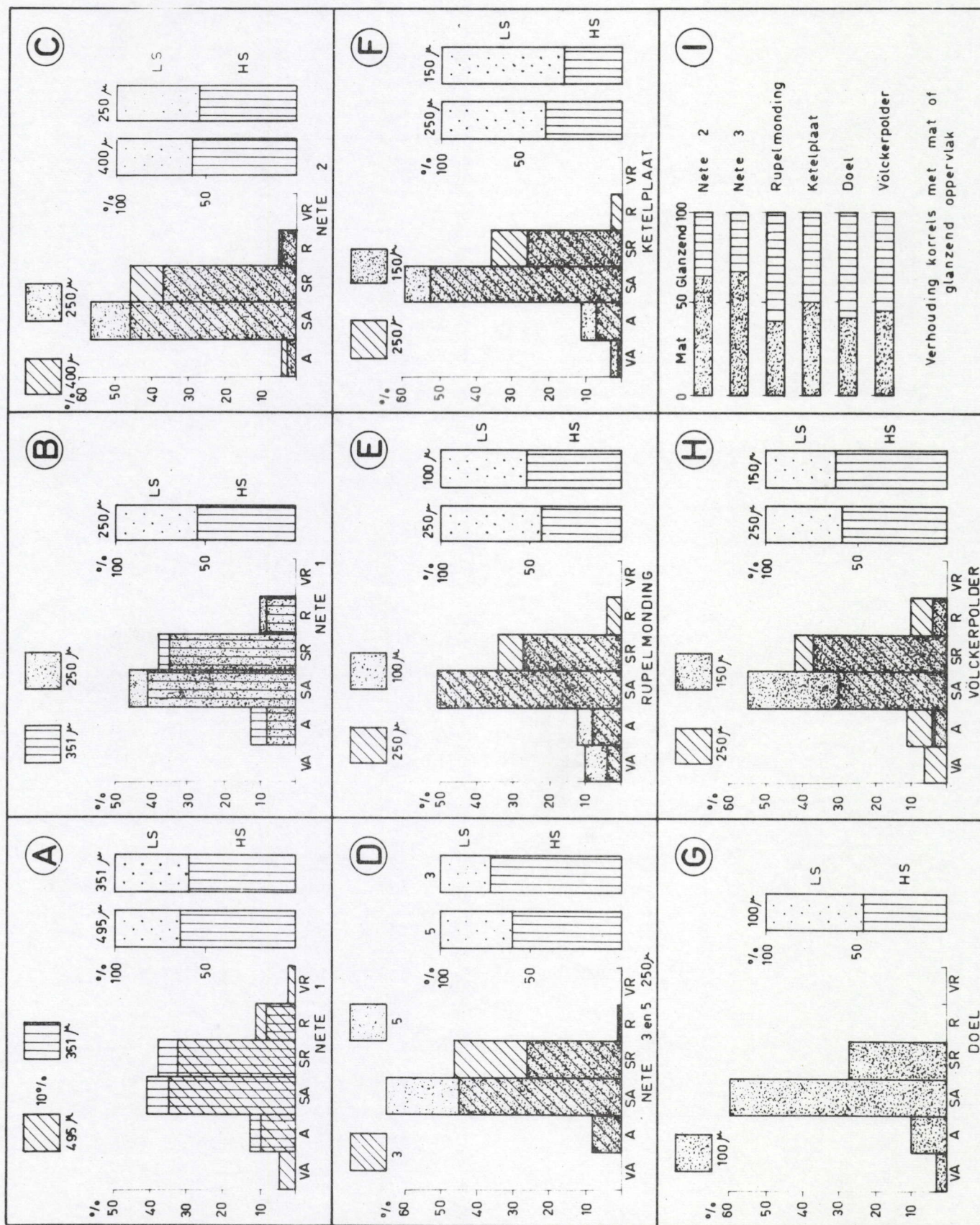


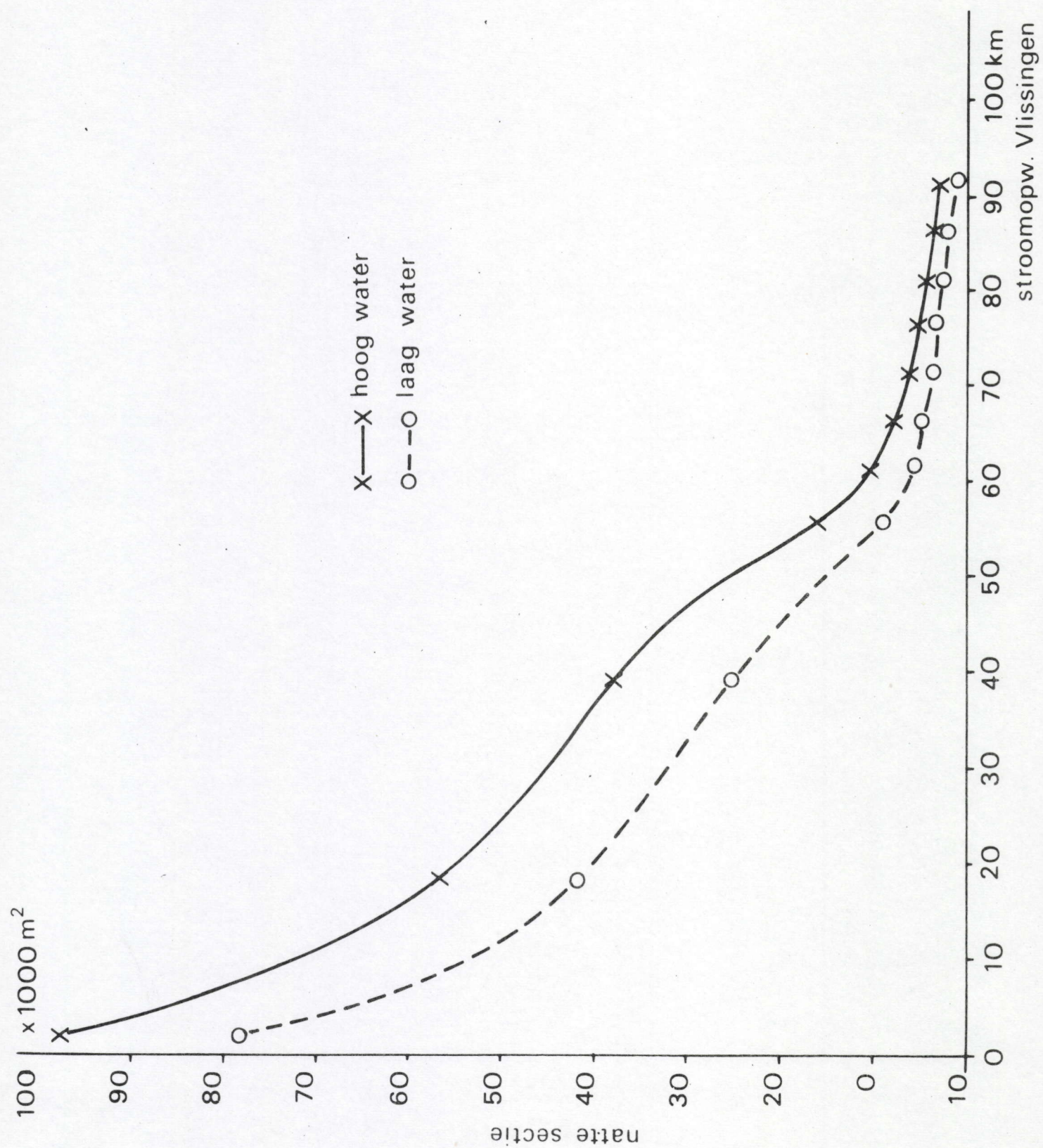


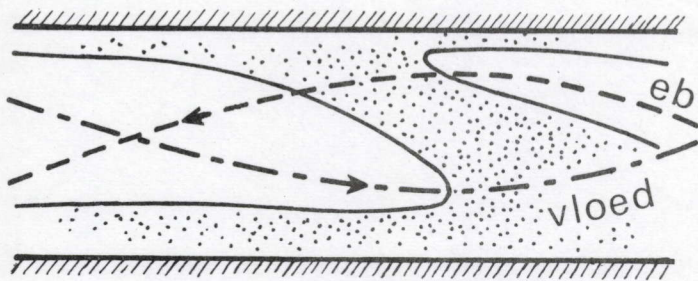
H Hoboken
x Oosterweel
Bb Boerenschans
Bs ...
Pb Fort de Parel
Ps ...
Fb F. Frederik
Fs ...
S Bath



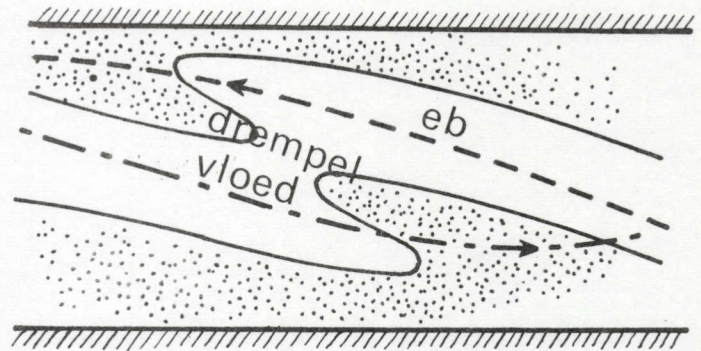
X dood tij
C1 spring tij
C3 spring tij
E3 dood tij
S Bouwput
E3 Bodem Schelde
S Hoboken



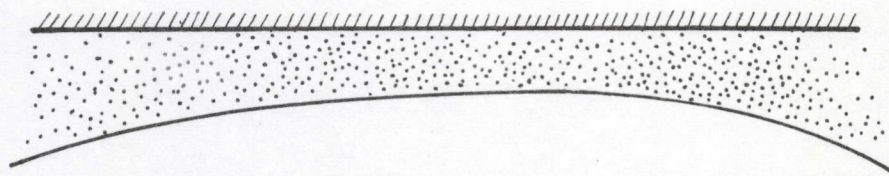




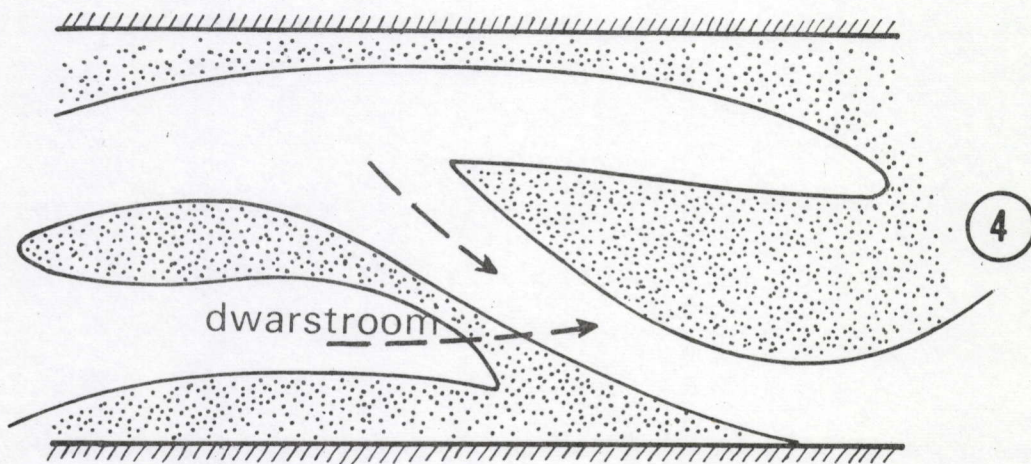
①



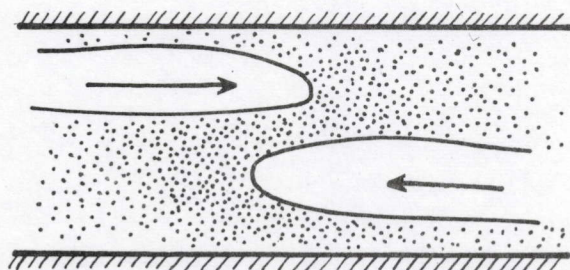
②



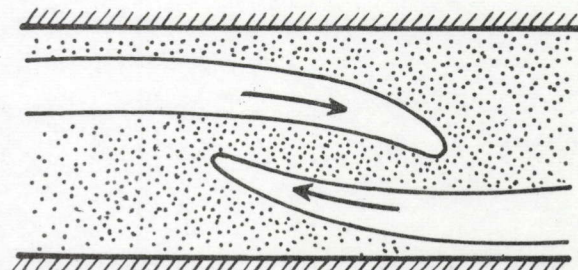
③



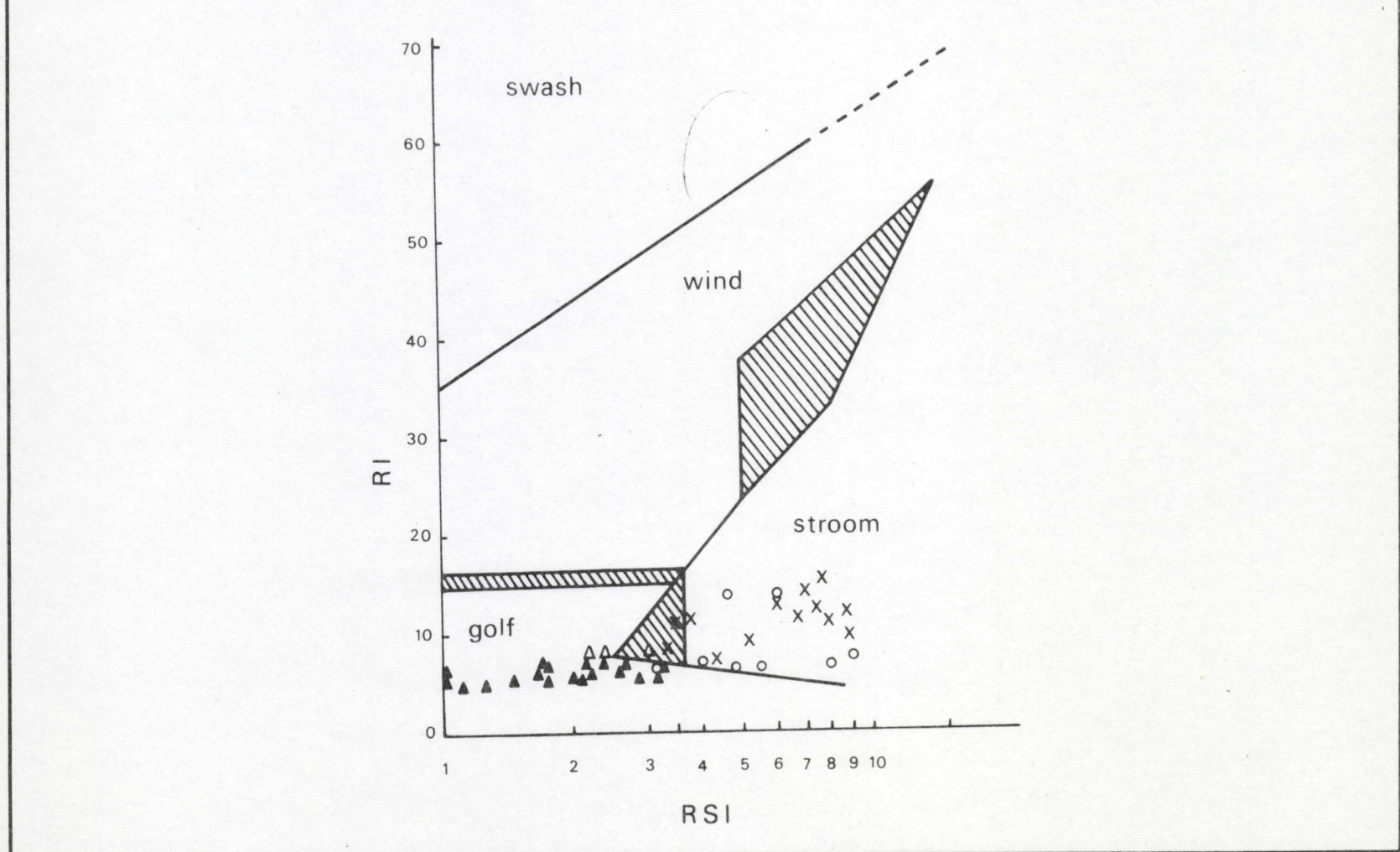
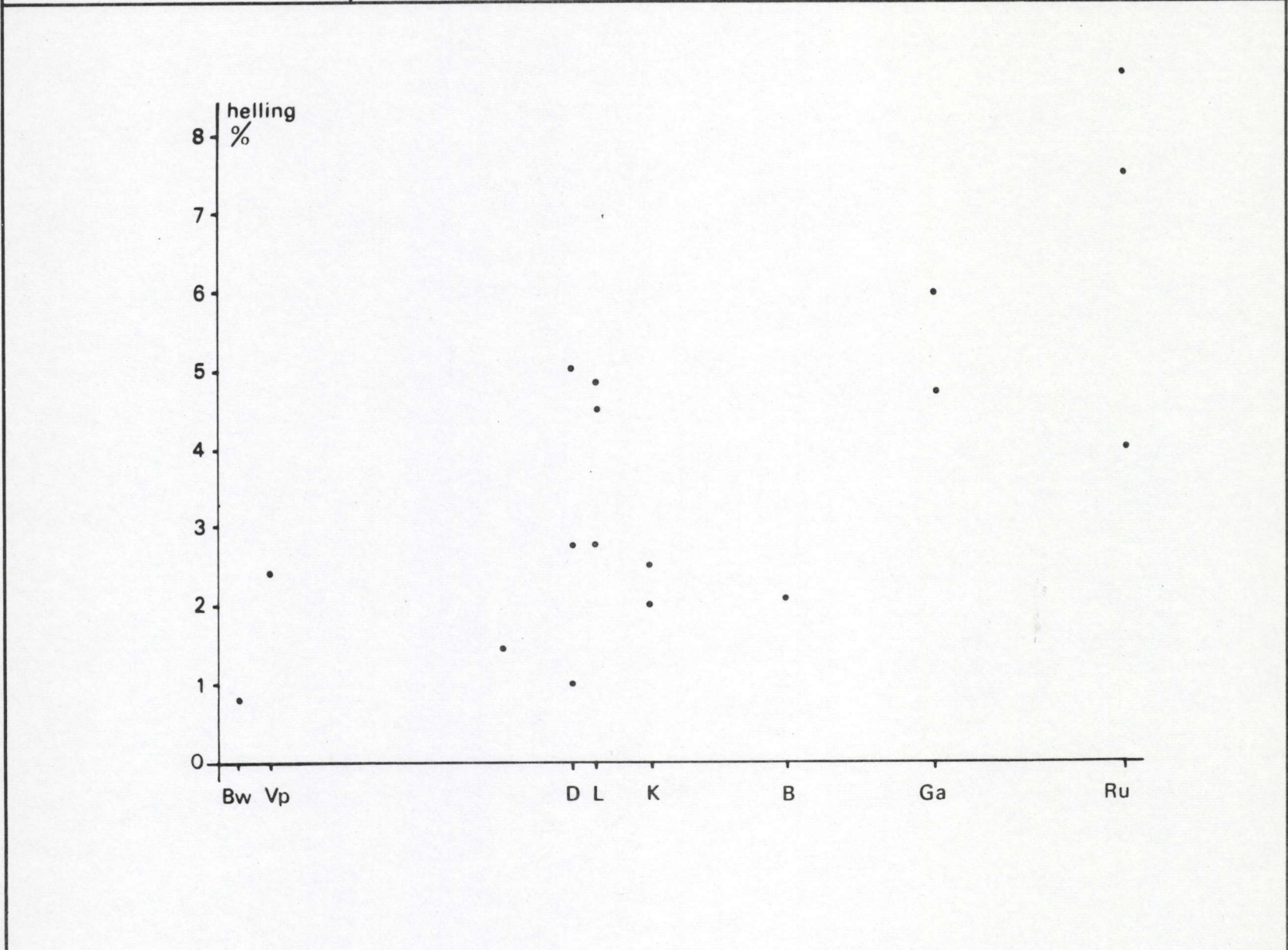
④

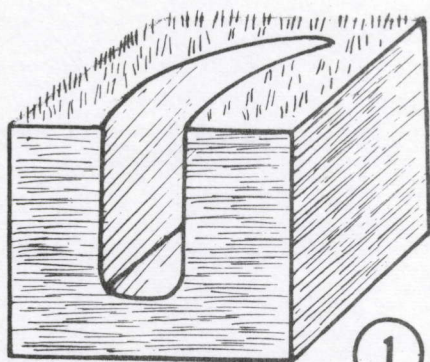


⑤

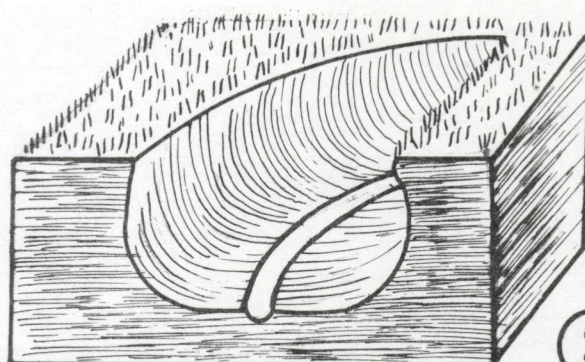


⑥

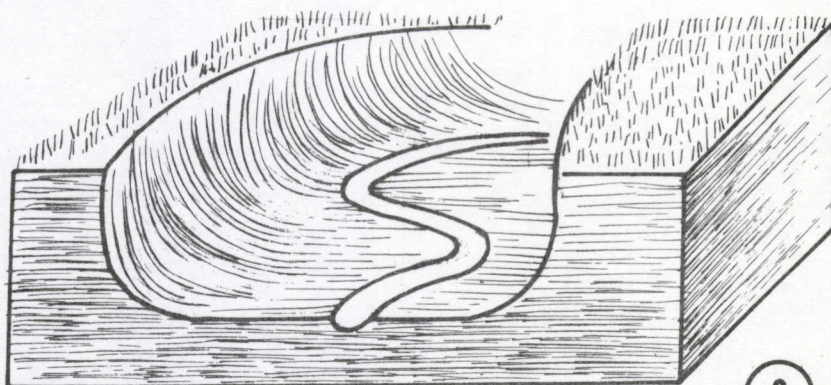




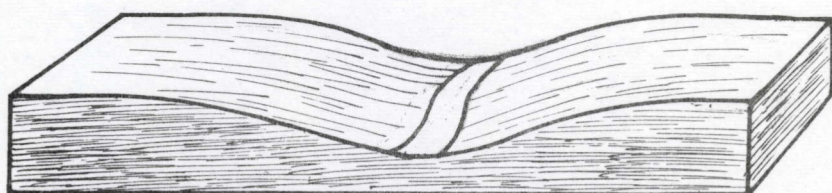
1



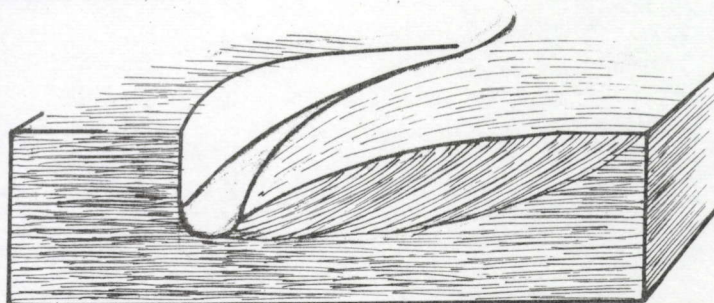
2



3



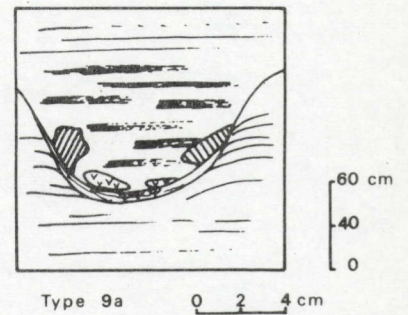
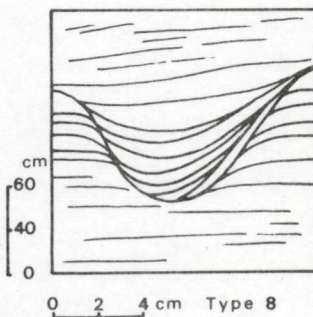
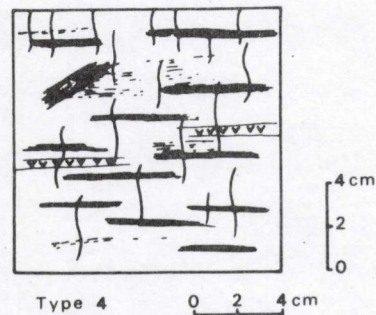
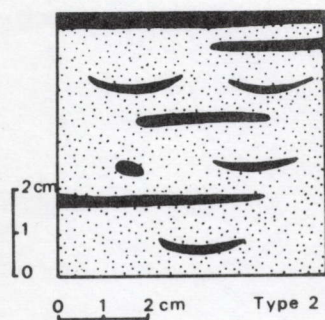
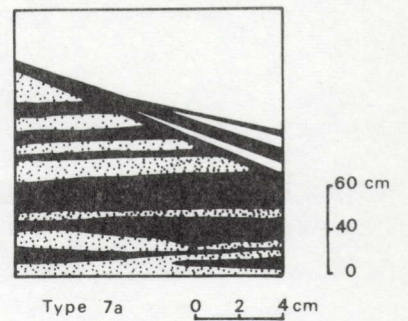
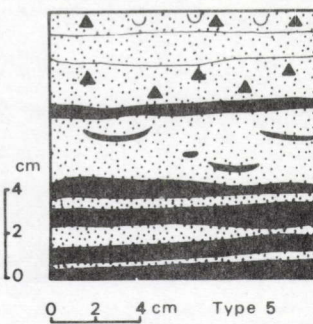
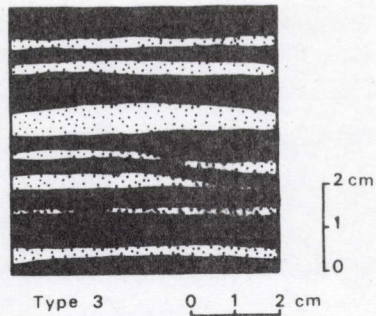
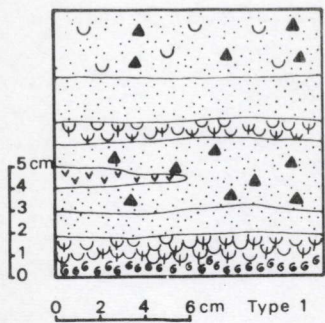
4



5



6



LEGENDE



fijn zand



zand en slib laminae



organische resten



gebroken schelpen



hele schelpen



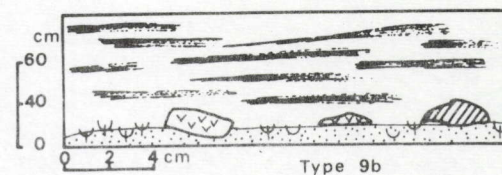
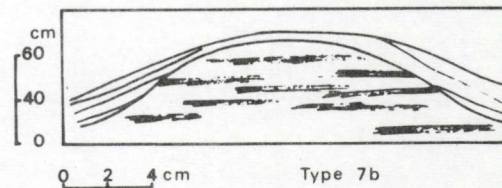
gasteropoden



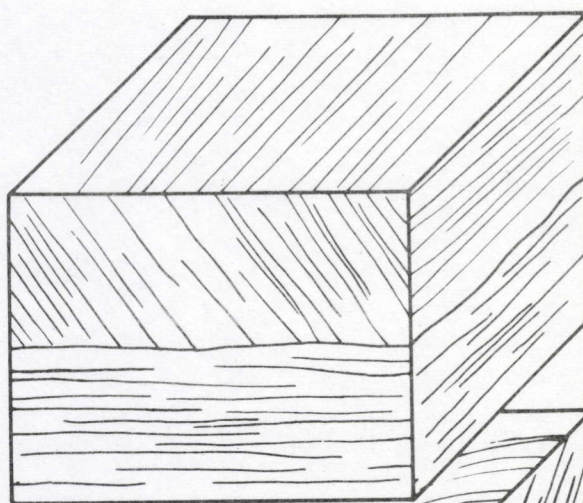
wortelresten



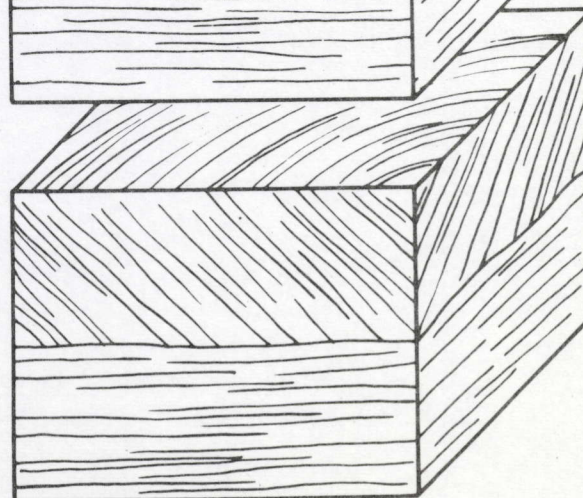
glauconiet

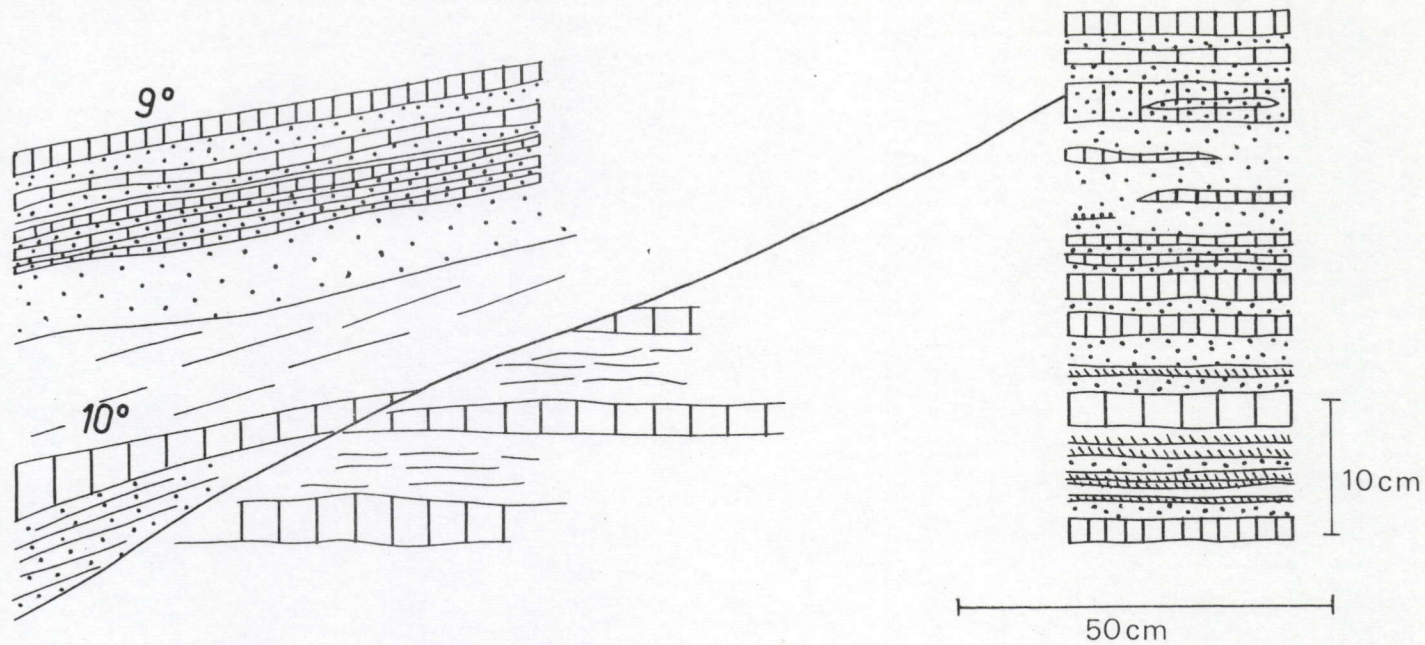


Type 6a

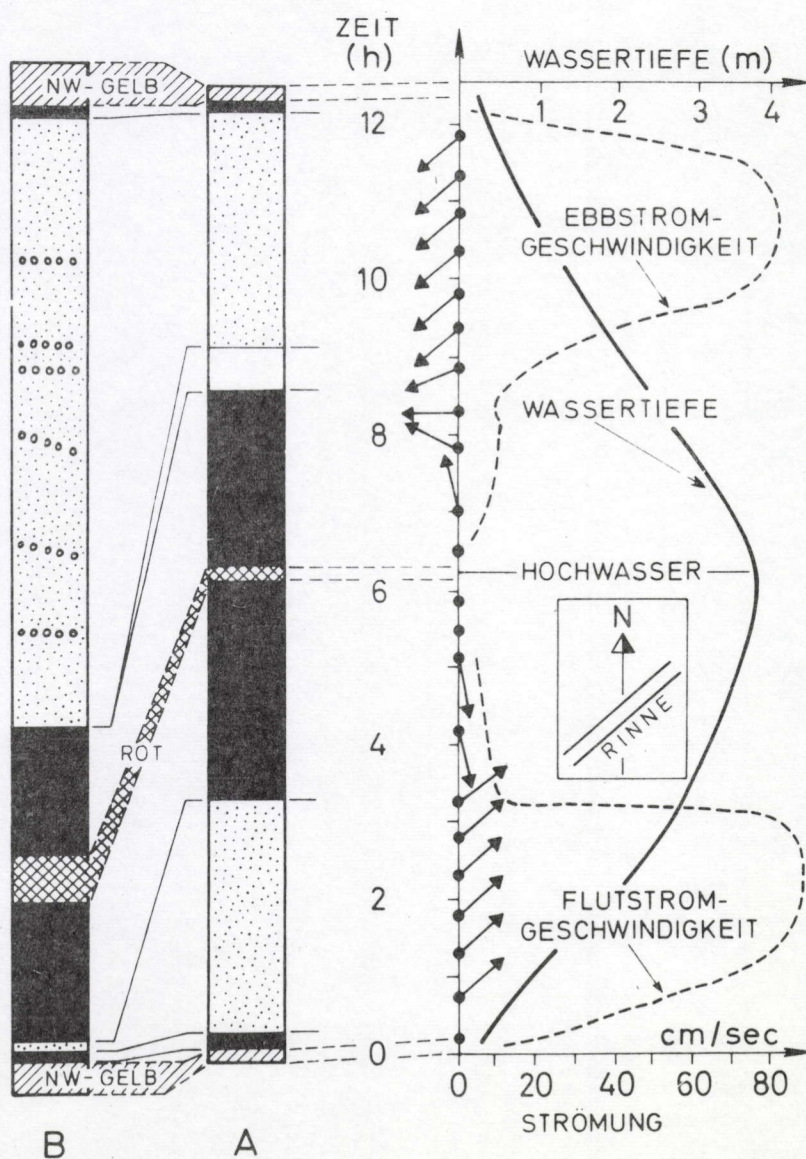
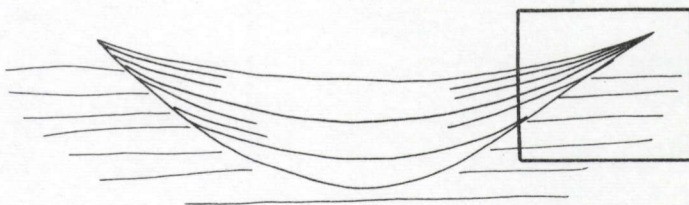


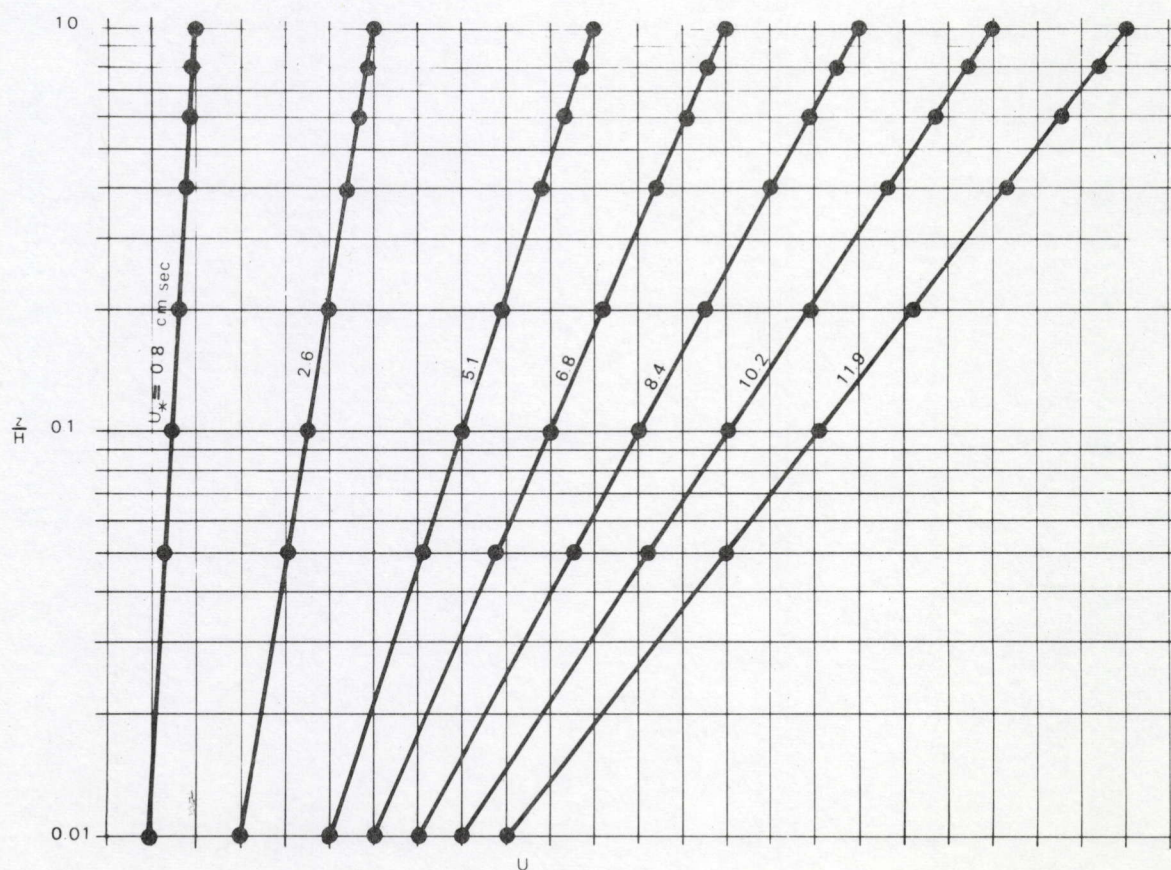
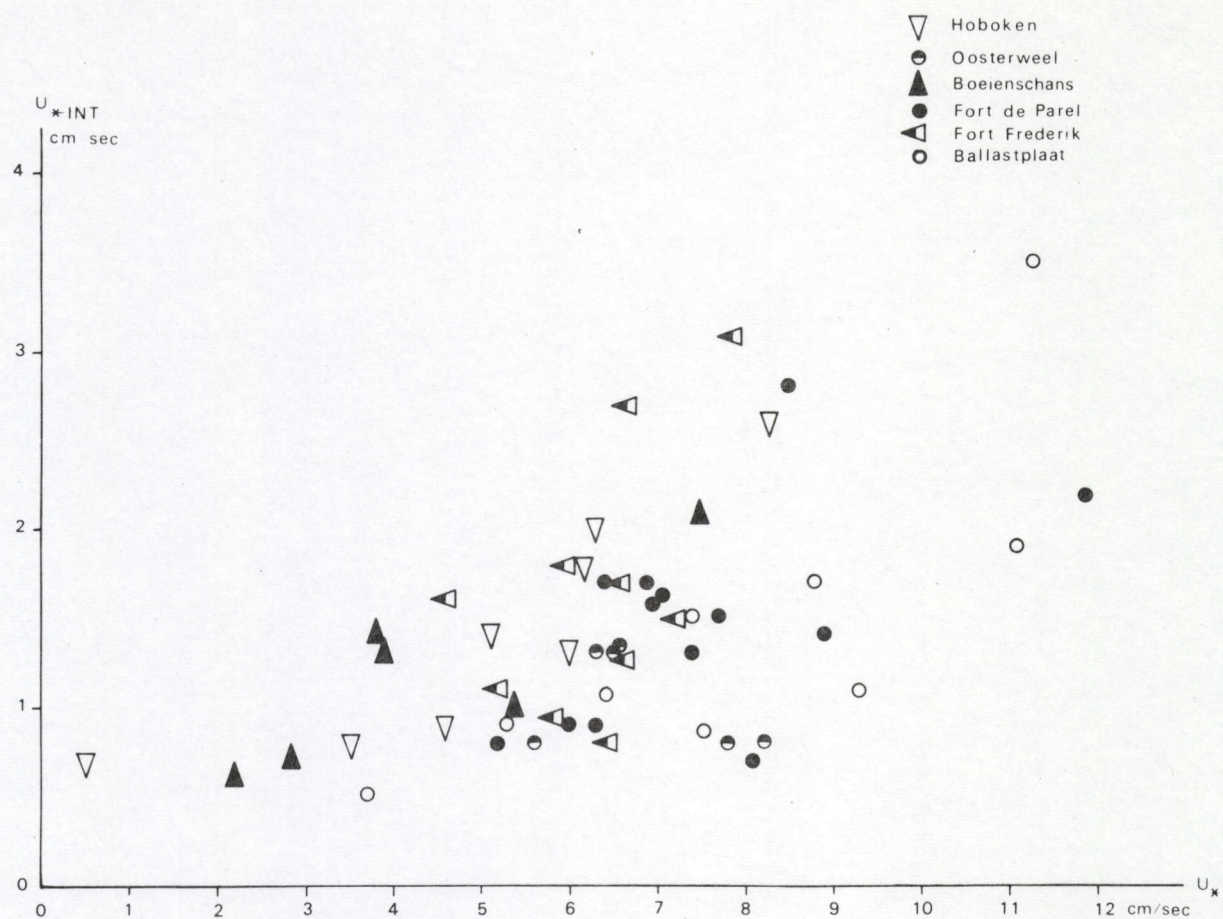
Type 6b

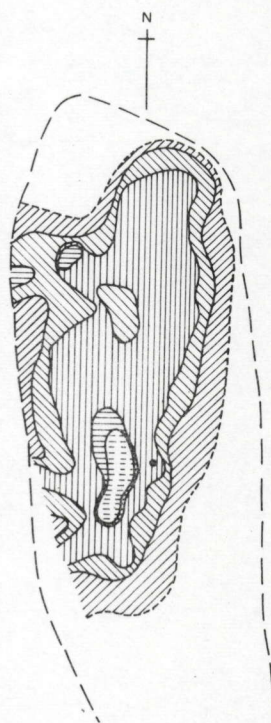
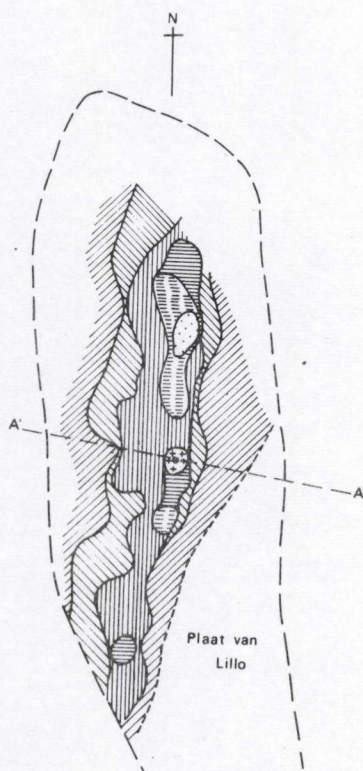
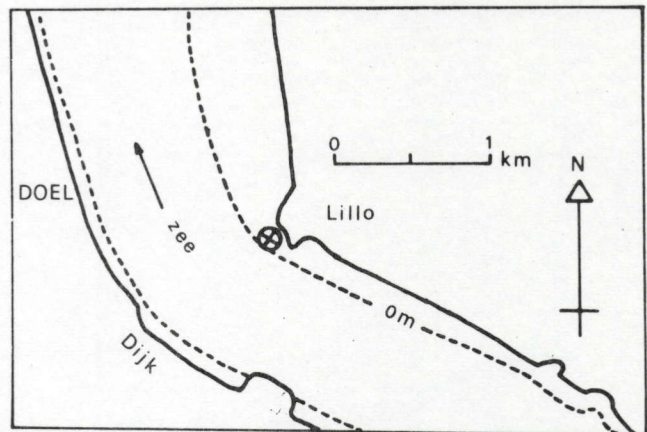
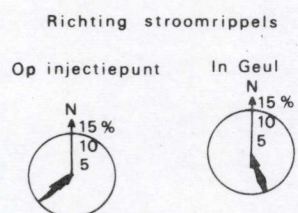
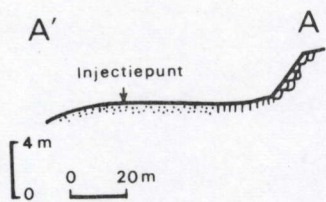




BATH
5 dec. 1966





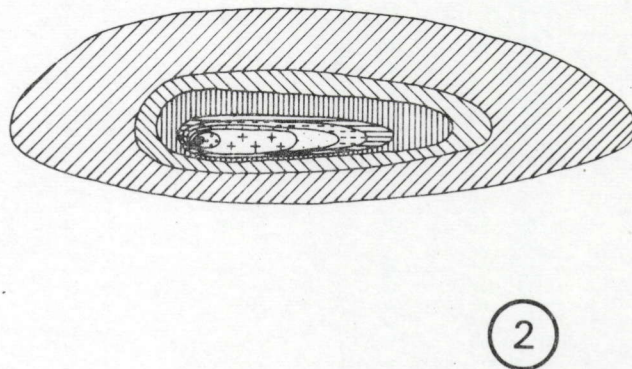
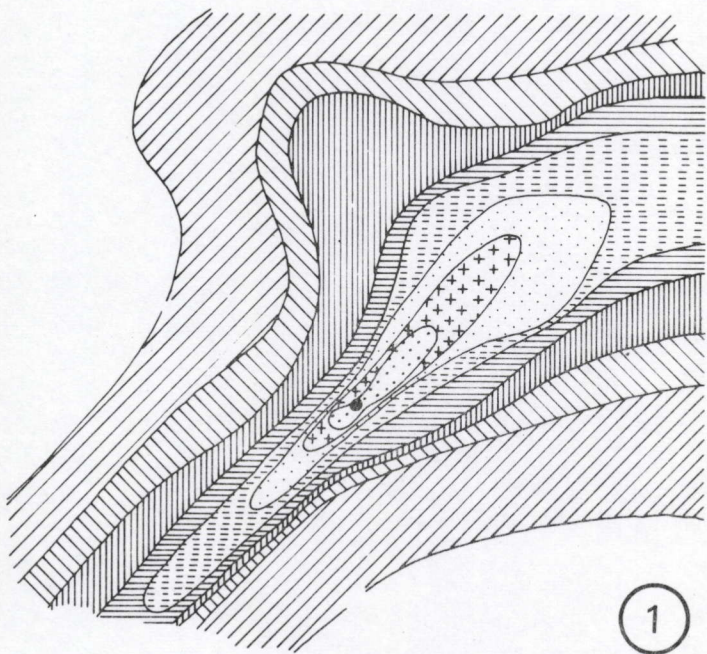
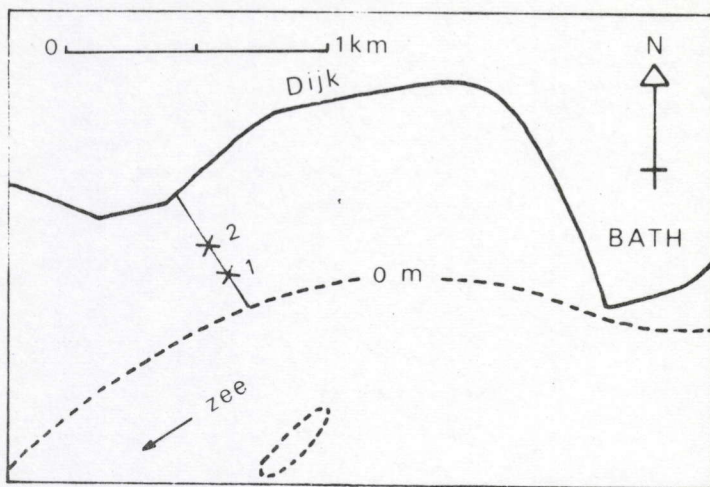


0 50m

● Injectiepunt

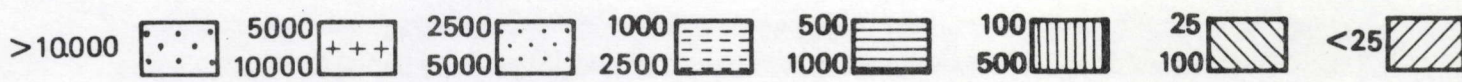
Korrels per m²

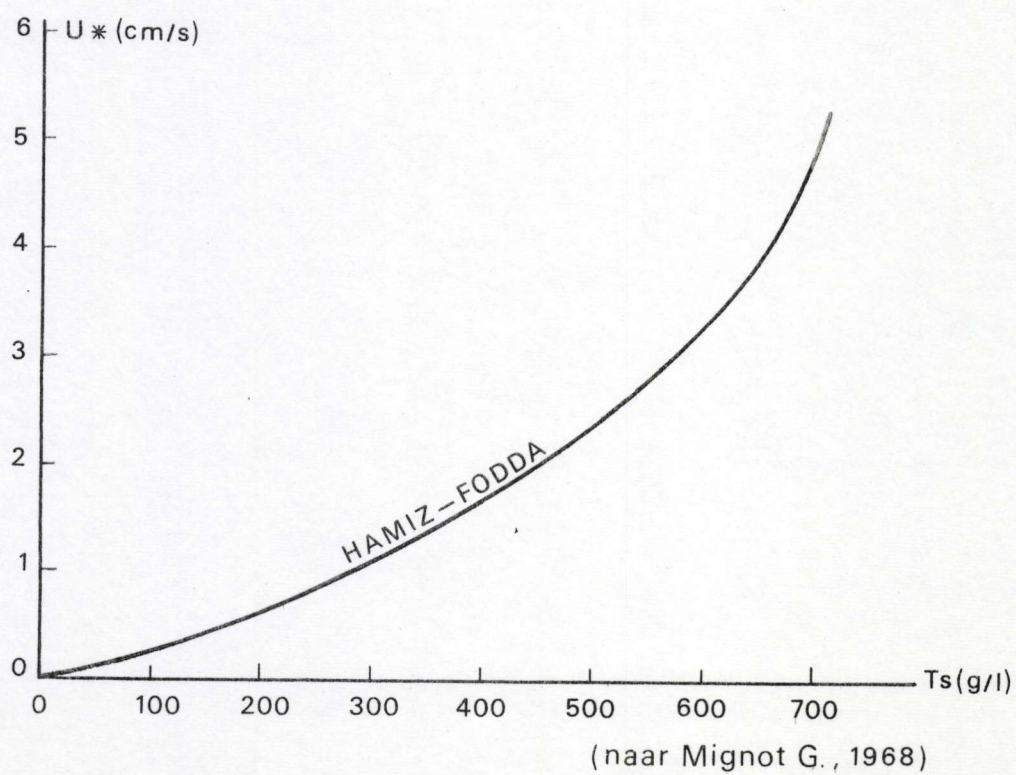
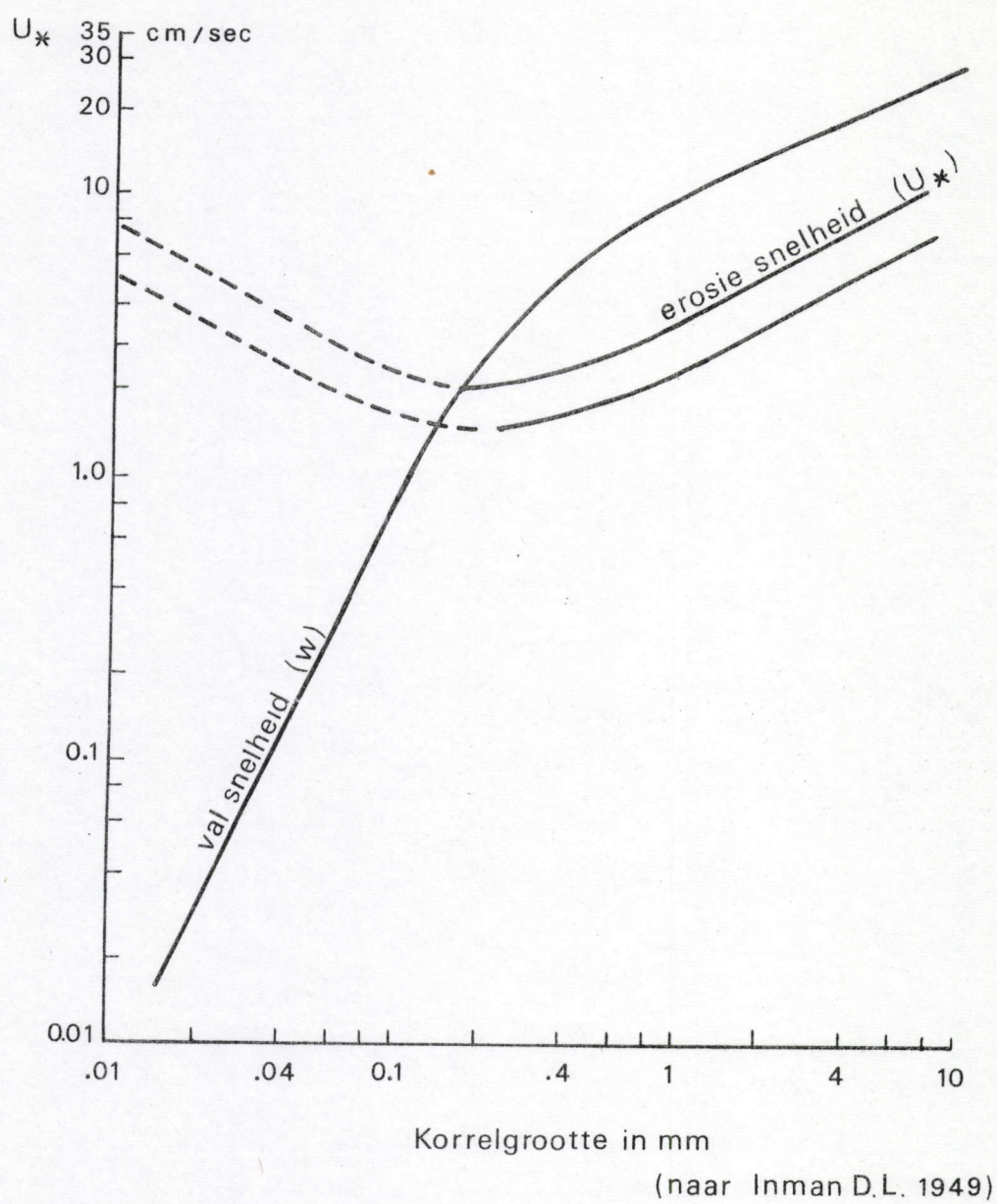


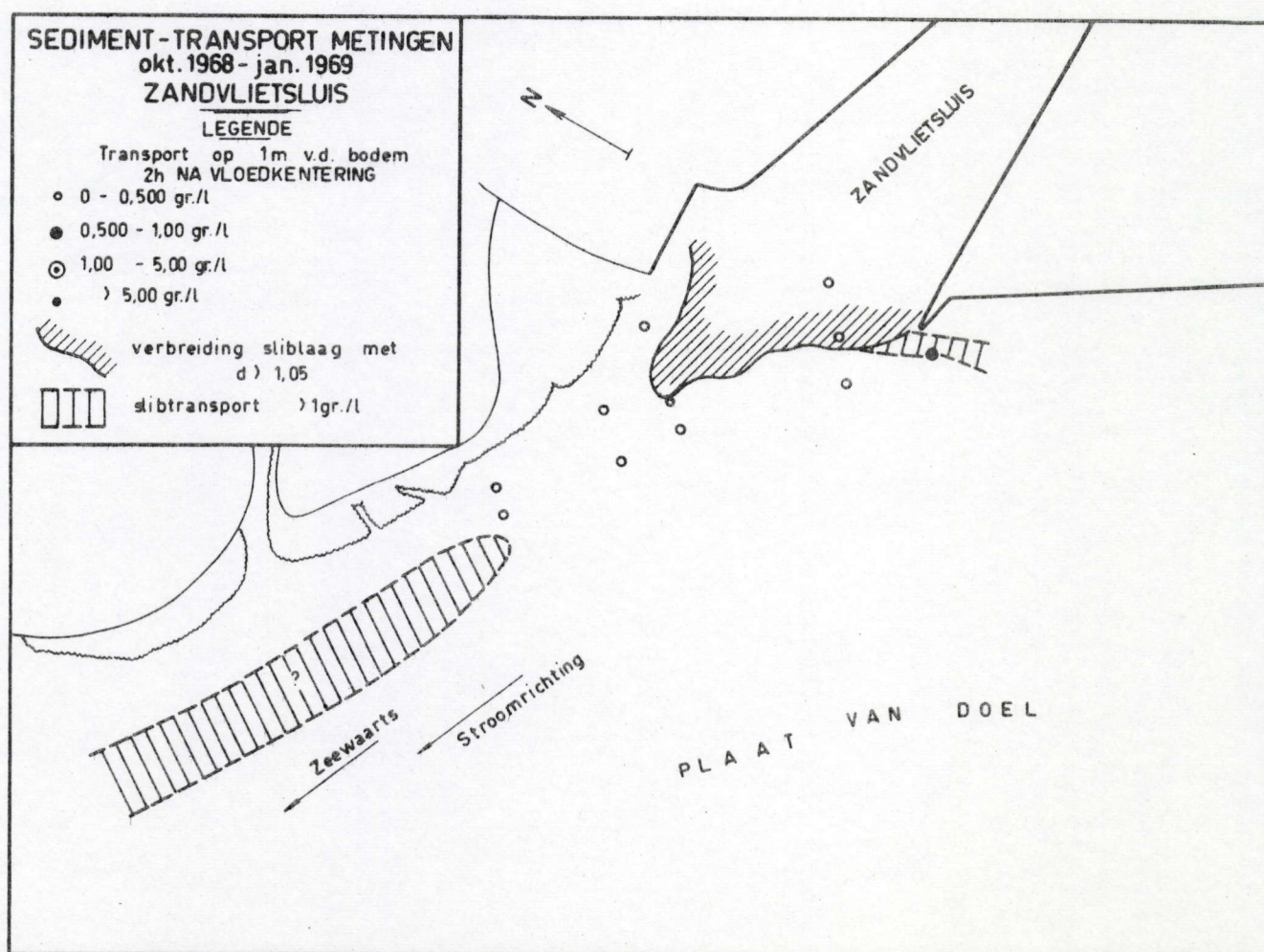
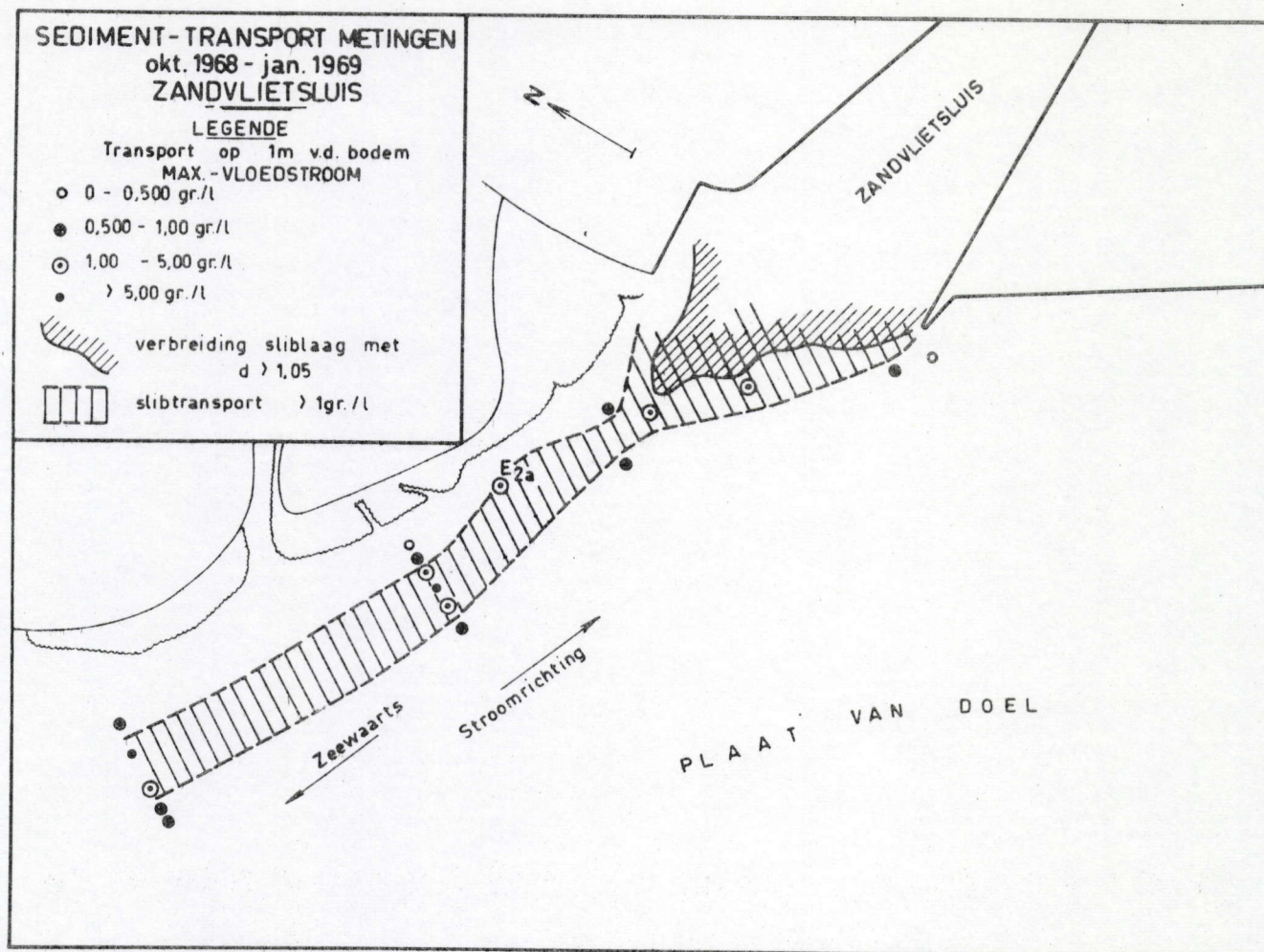


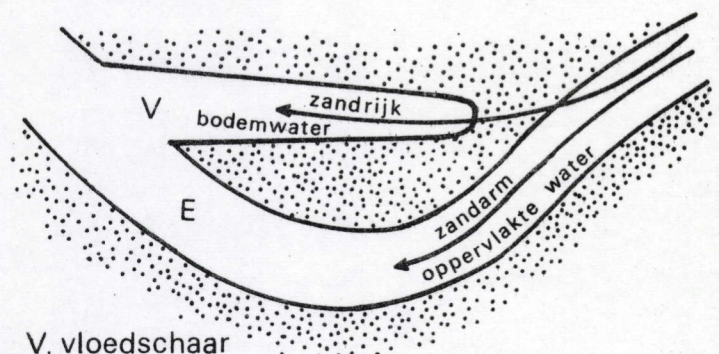
A horizontal number line with a vertical tick mark at the left end labeled '0' and another vertical tick mark at the right end labeled '50 m'.

● **Injectiepunt**

Korrels per m²

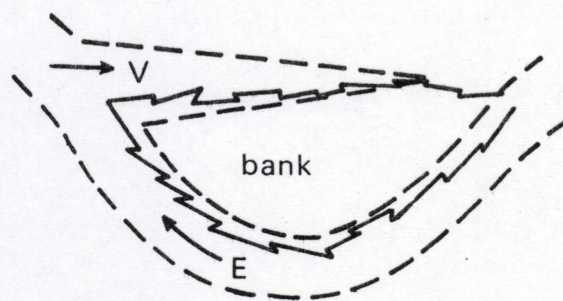






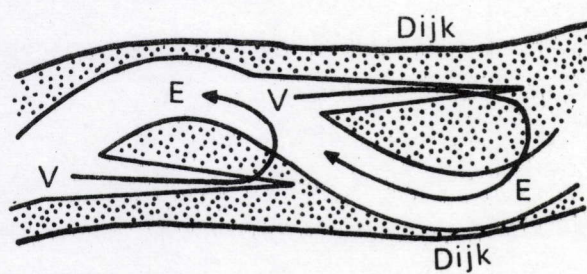
V. vloodschaar

E ebschaar



E. ebschaar

V. vloodschaar



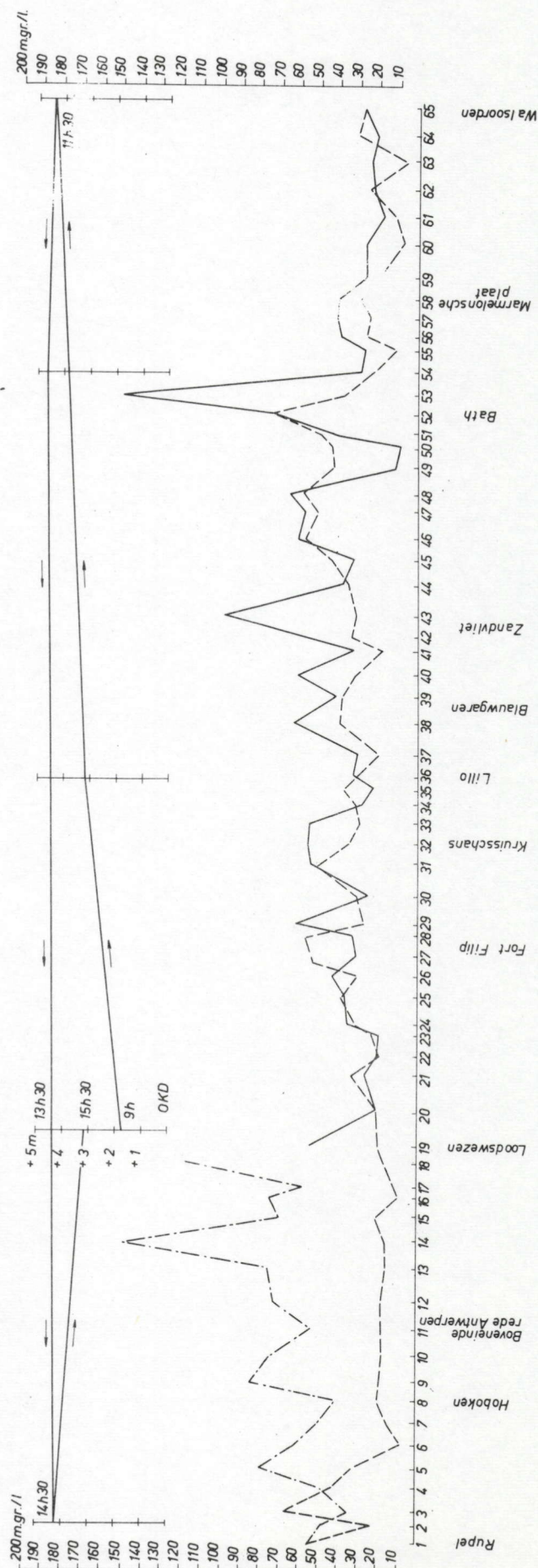
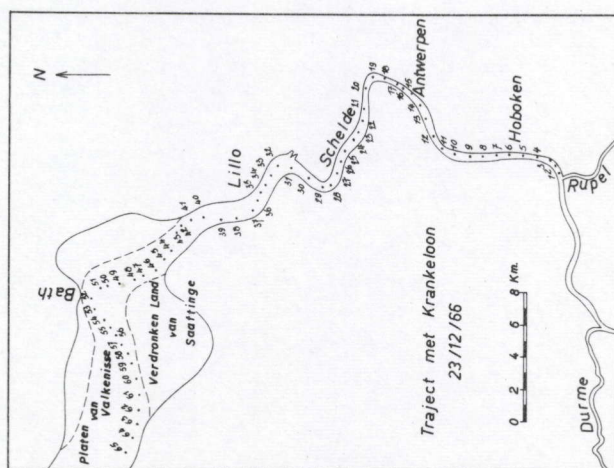
V. vloodschaar

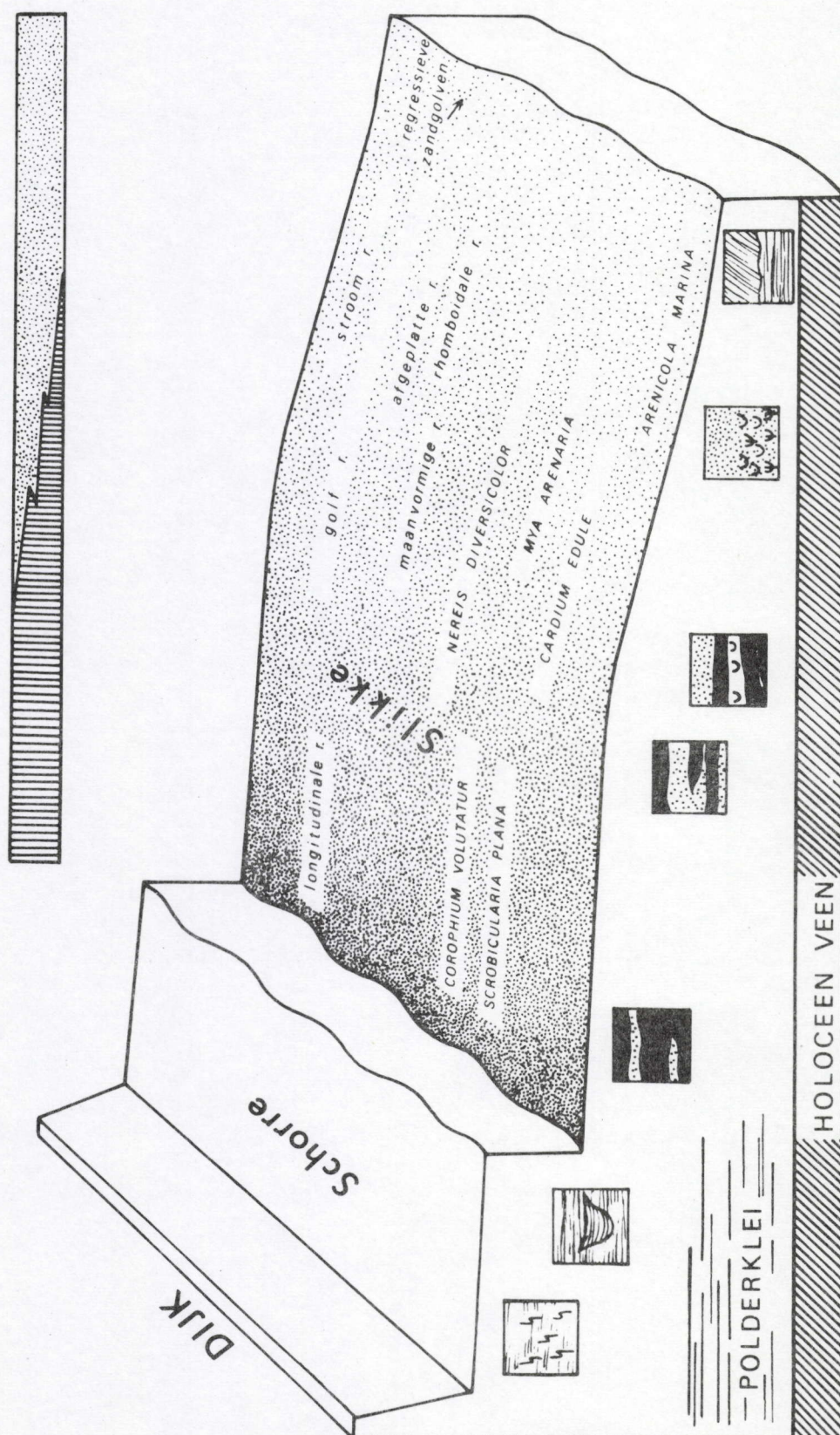
E. ebschaar

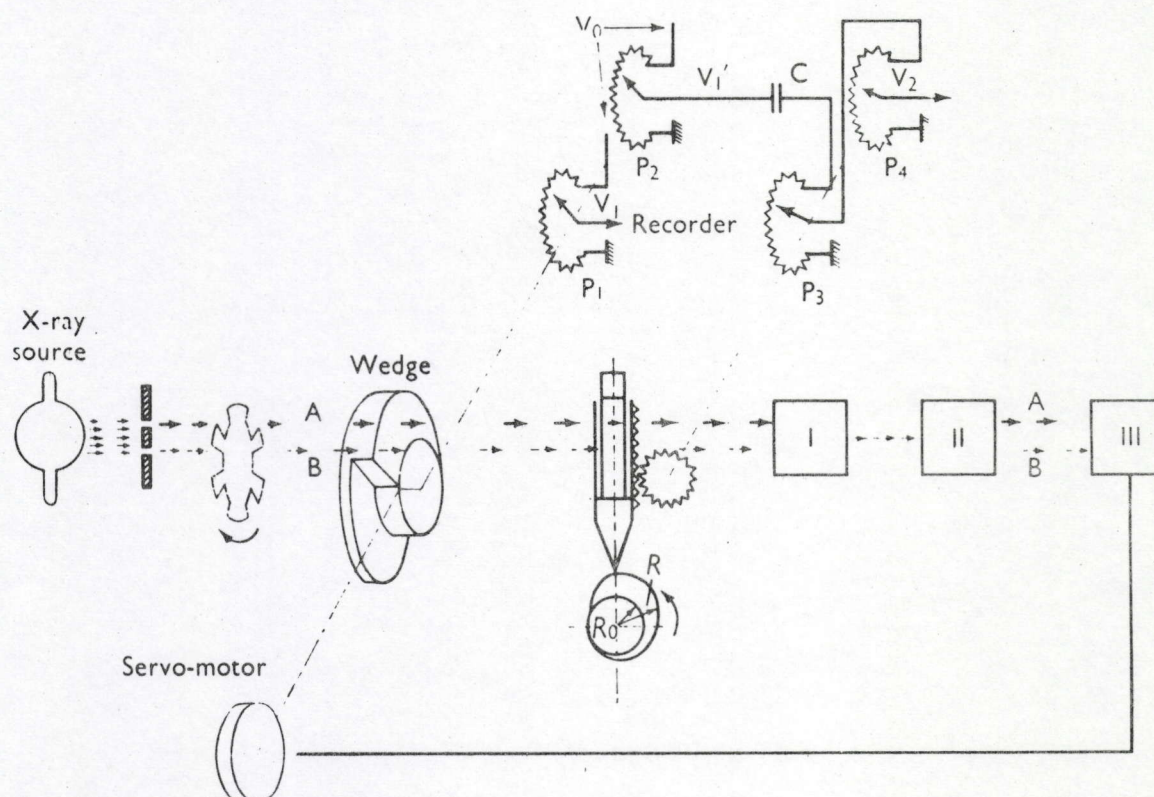
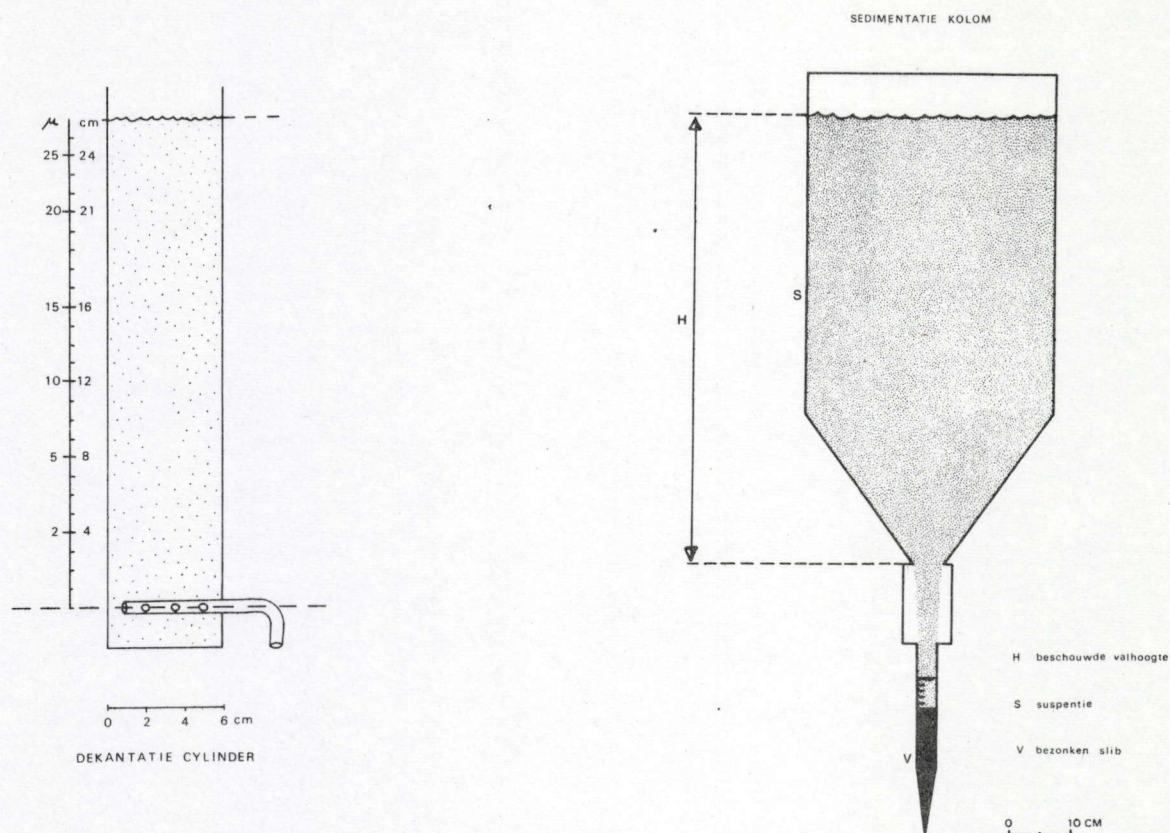
Suspentie metingen op de Schelde
tussen Walsoorden en Rupelmonding
Oppervlakte water
23/12/1966

— van Loodswezen naar Walsoorden
- - - van Walsoorden naar Rupelmonding
- . - van Rupelmonding naar Loodswezen

Schaal voor abscis
0 1 2 3 4 5 Km.



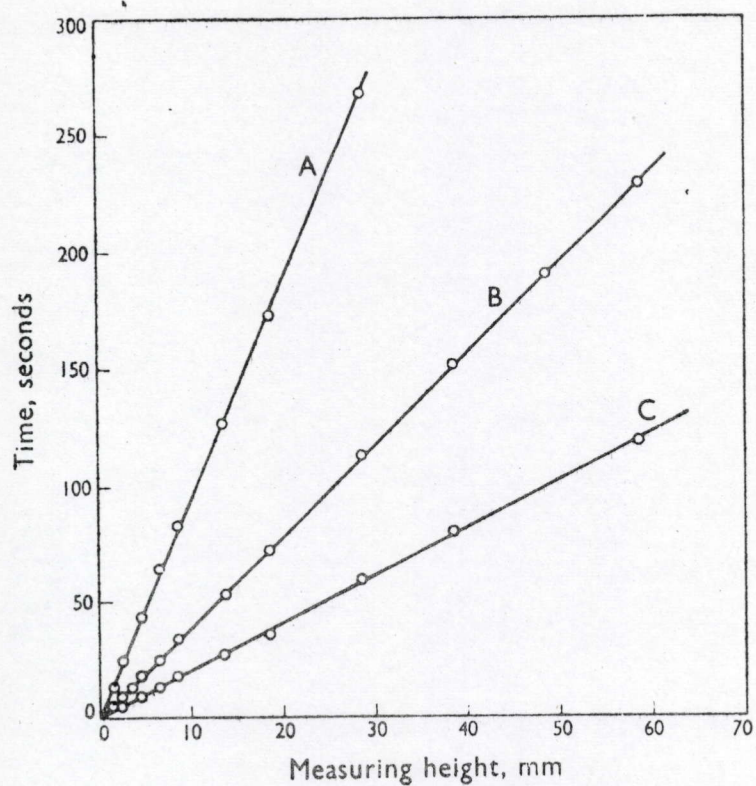




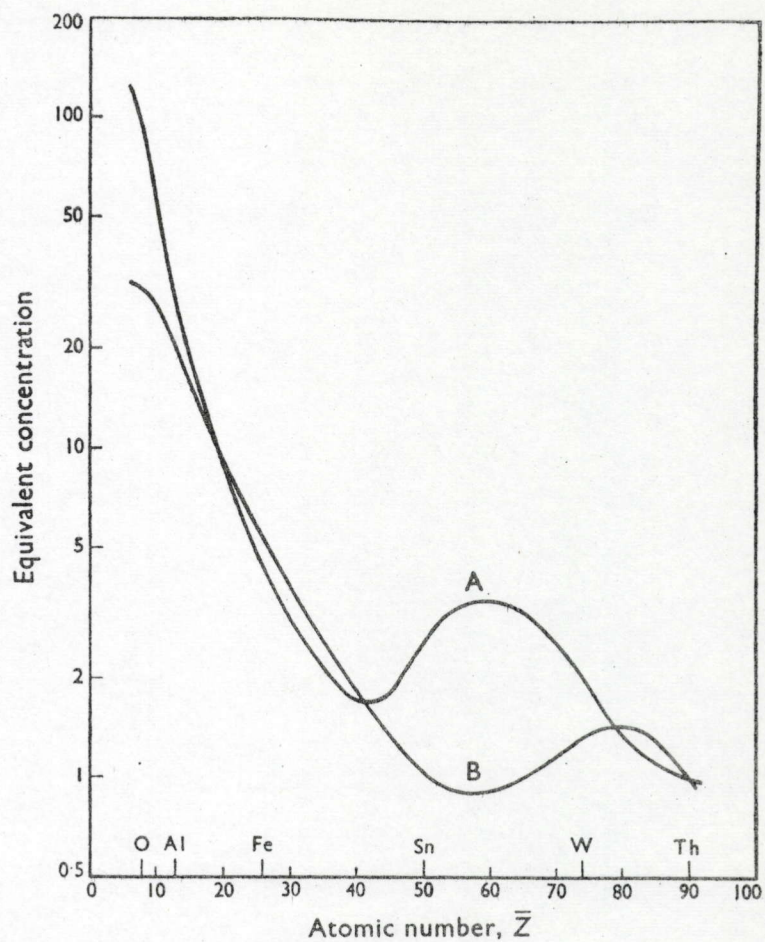
- A = X-ray pulses through wedge and sedimentation tube
B = X-ray pulses through a constant absorber (not drawn)
I = Detector and amplifier
II = Electronic switch, synchronous with the rotating shutter
III = Servo-amplifier
P₁ and P₂ = Potentiometers, mechanically coupled with wedge and servo-motor

- P₃ and P₄ = Potentiometers, mechanically coupled with the position of the sedimentation tube
V₀ = Constant voltage
V₁ and V_{1'} = Voltage proportional to the position of the wedge
C = Differentiating condenser
V₂ = Voltage proportional to $f(r)$ according to equation (17)
R = Radius of the sample-moving disc
R₀ = Lowest value of R

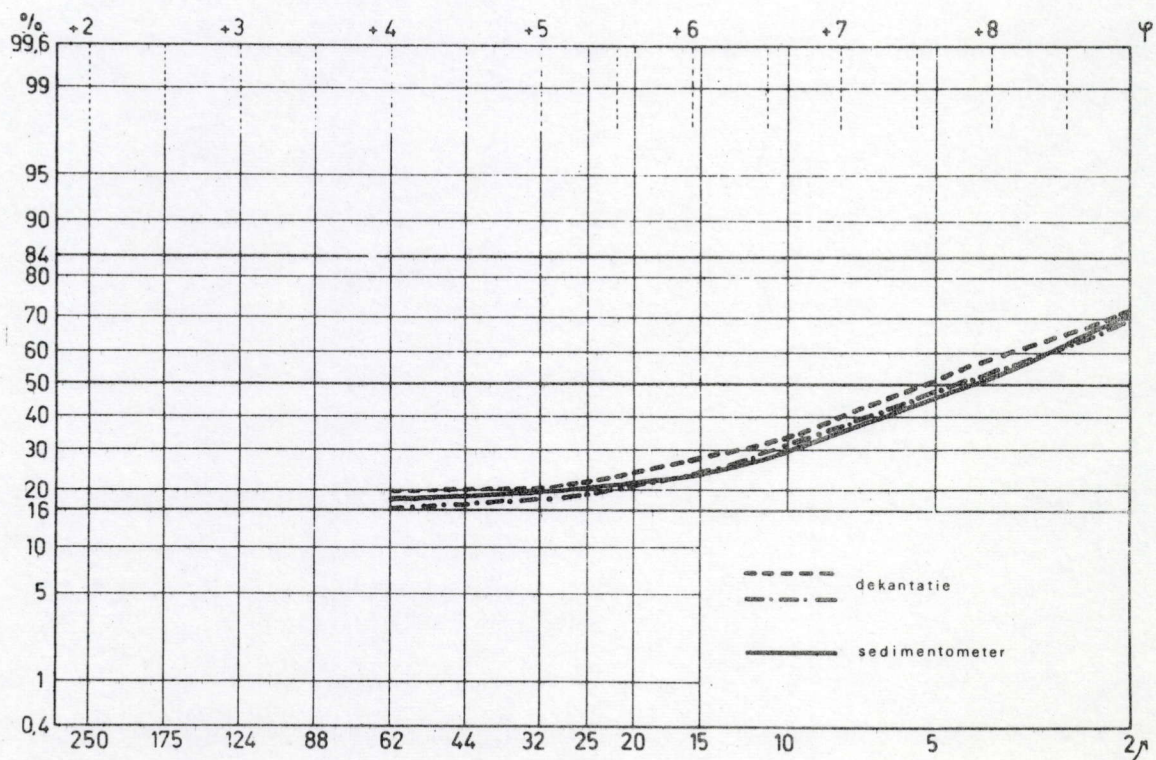
Schematic diagram of the sedimentometer

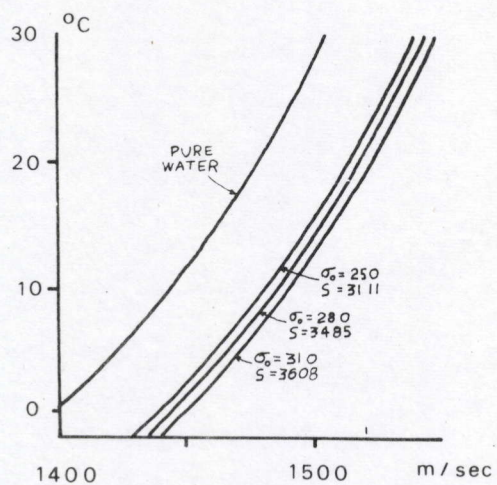


Sedimentation of thorium dioxide spheres in water: curve A, 10 per cent.; curve B, 50 per cent.; curve C, 90 per cent.

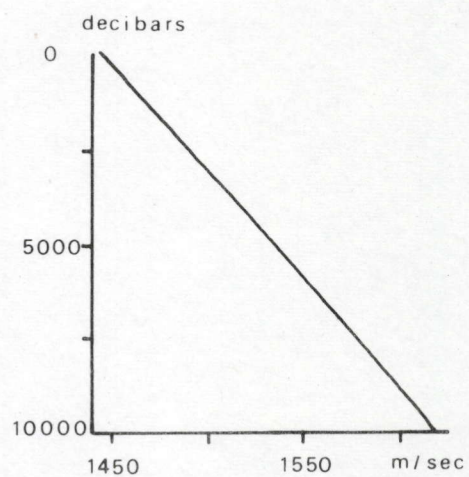


The concentrations of different elements that give the same absorption for two kinds of X-rays; curve A, 50 kV; curve B, 85 kV

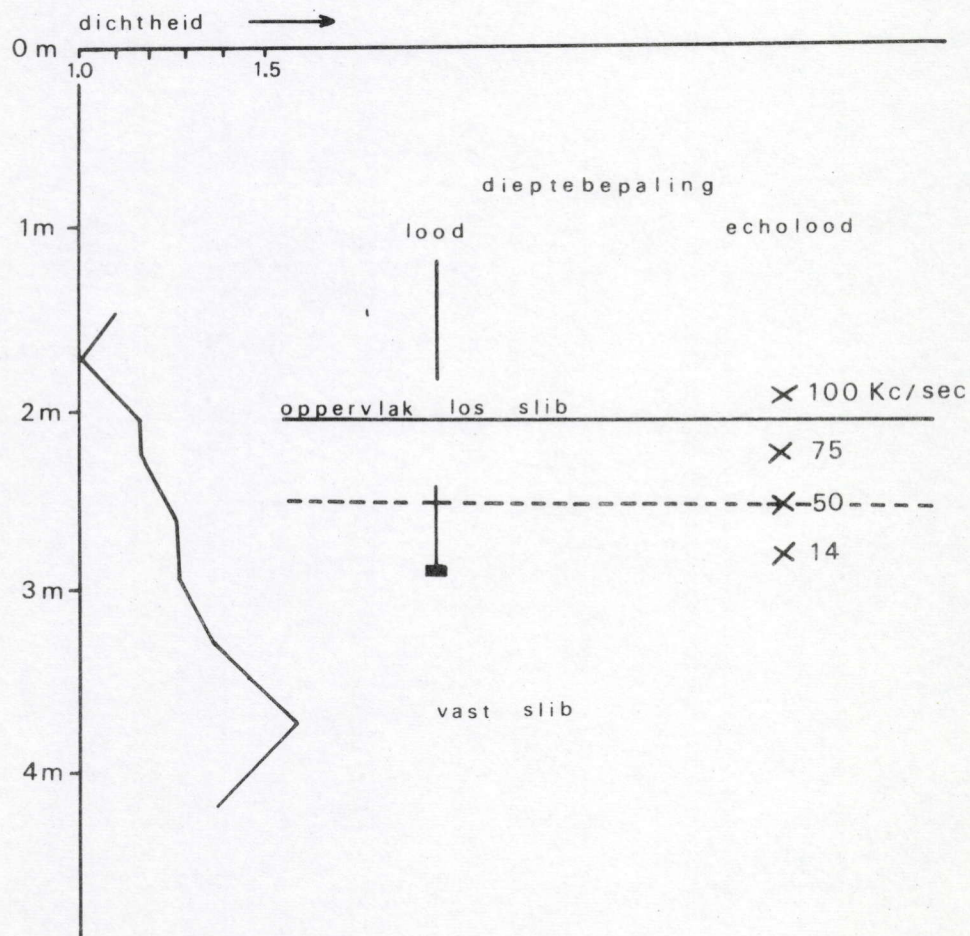




A

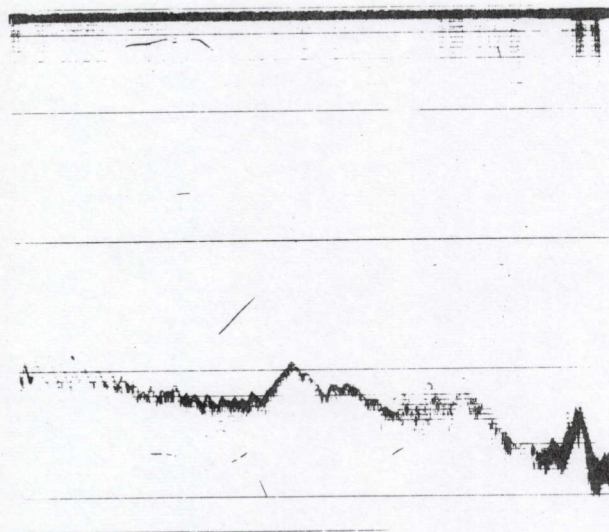


B



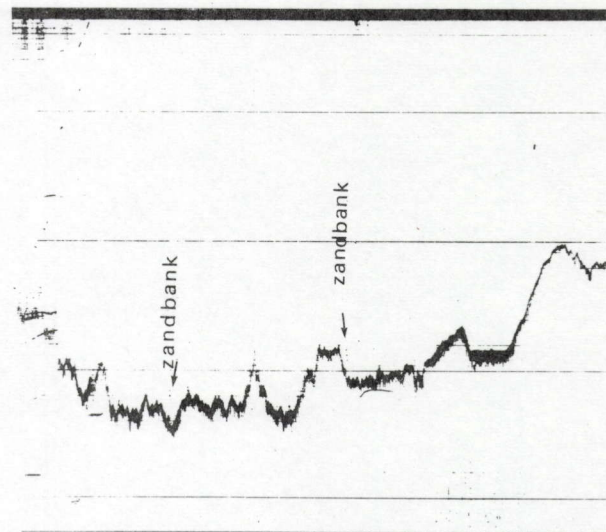
C

Copyright FRED KRUPP ATLAS-ELEKTRONIK BREMEN C AZ 6009 G 235 (Z) 527 1065



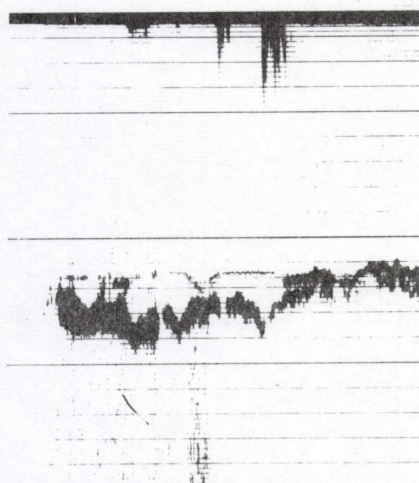
A

Copyright FRED KRUPP ATLAS-ELEKTRONIK BREMEN C AZ 6009 G 235 (Z) 527 1065

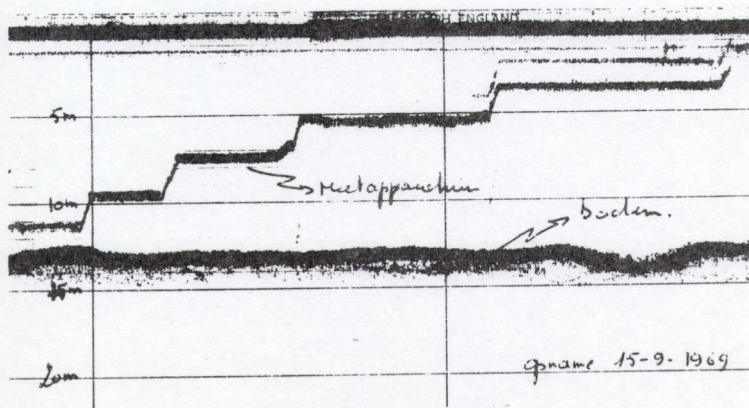


B

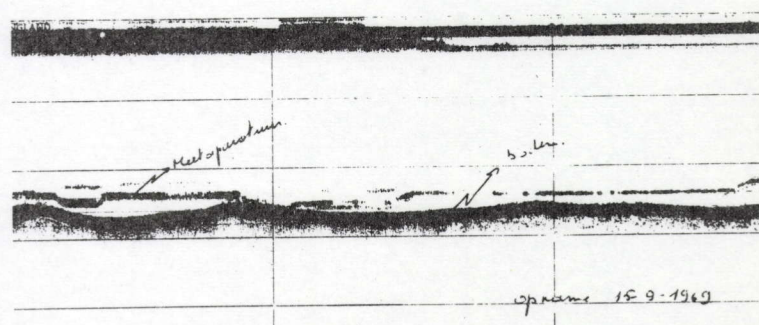
Copyright FRED KRUPP ATLAS-ELEKTRONIK BREMEN C AZ 6009 G 235 (Z) 527 1065



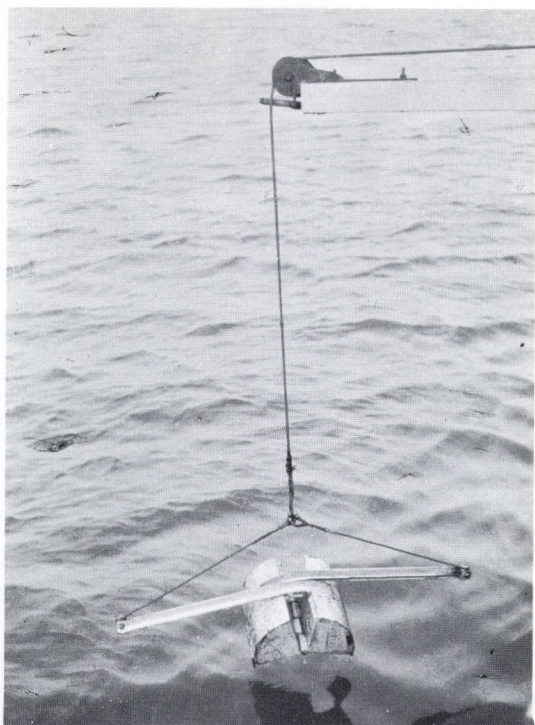
C



D

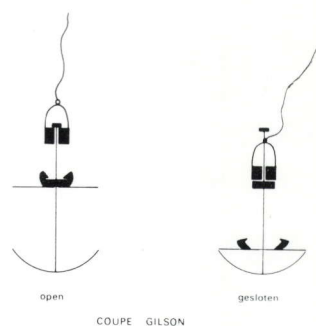


E



A

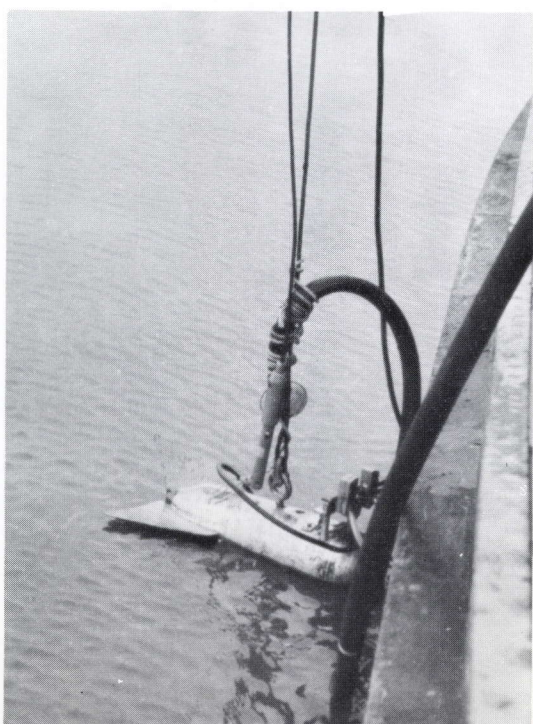
B



C

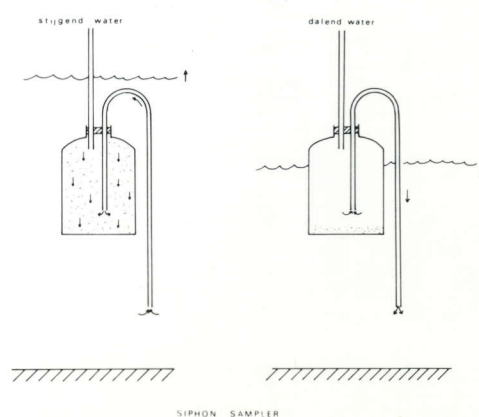


D

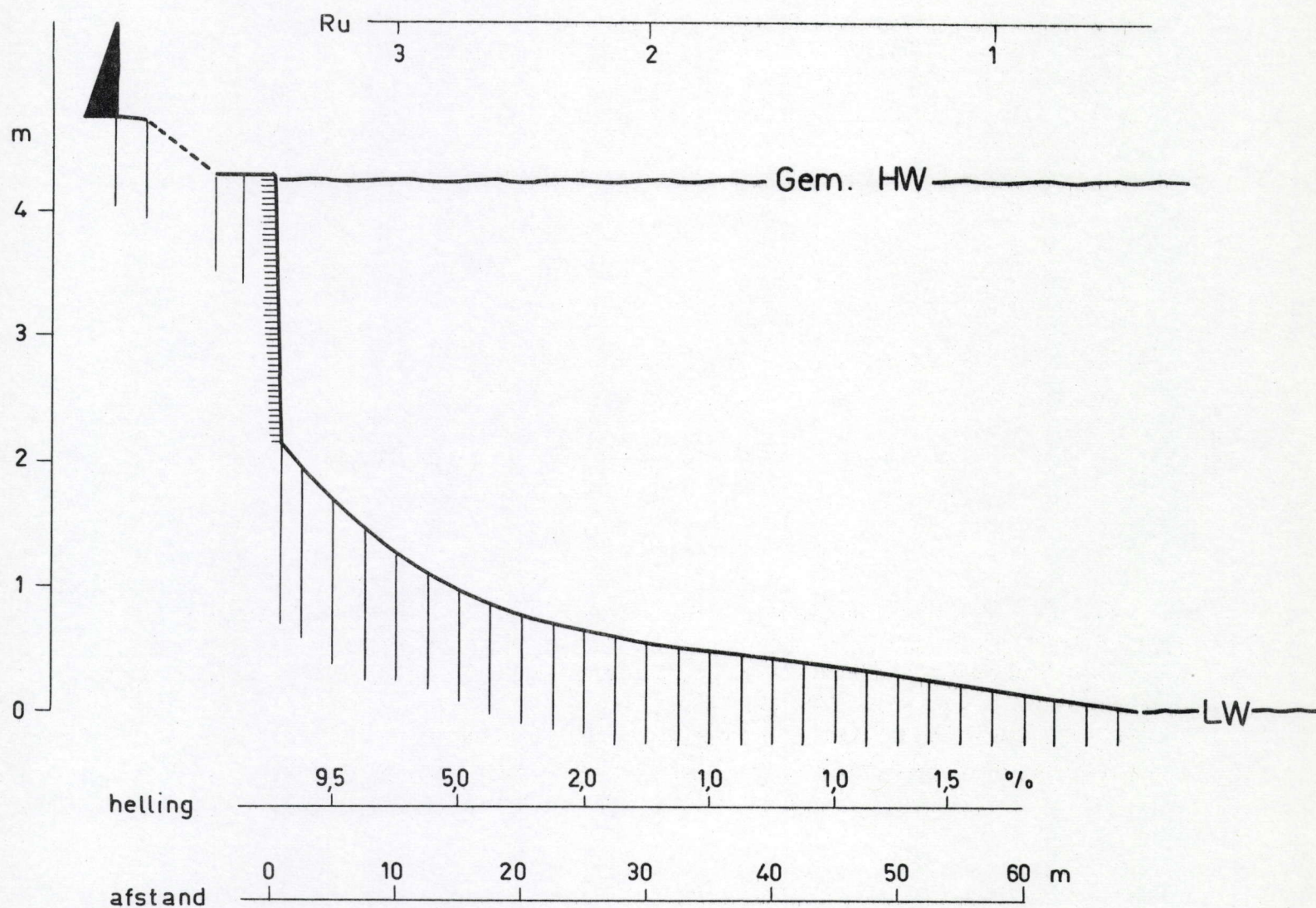


E

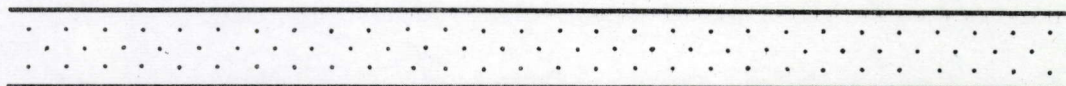
F

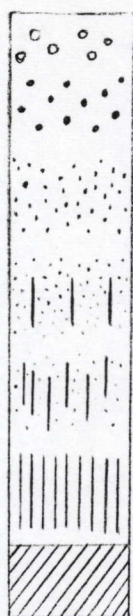


Opname: 13 - 9 - 1966



Lithologie





Grind

grof zand

fijn zand

slibhoudend zand

zandrijk slib

slib

Veen



Schelpen



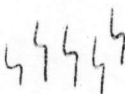
gebroken schelpen



Gasteropoden schalen



wormgangen

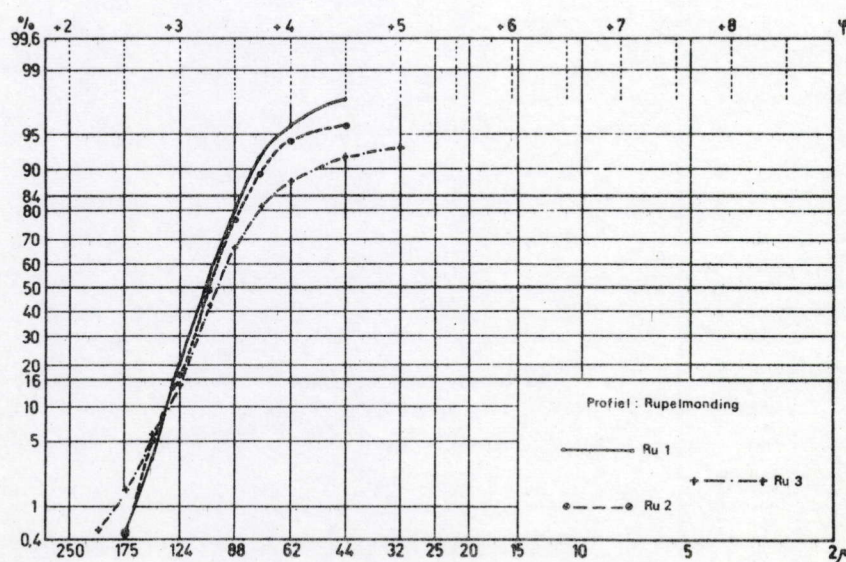
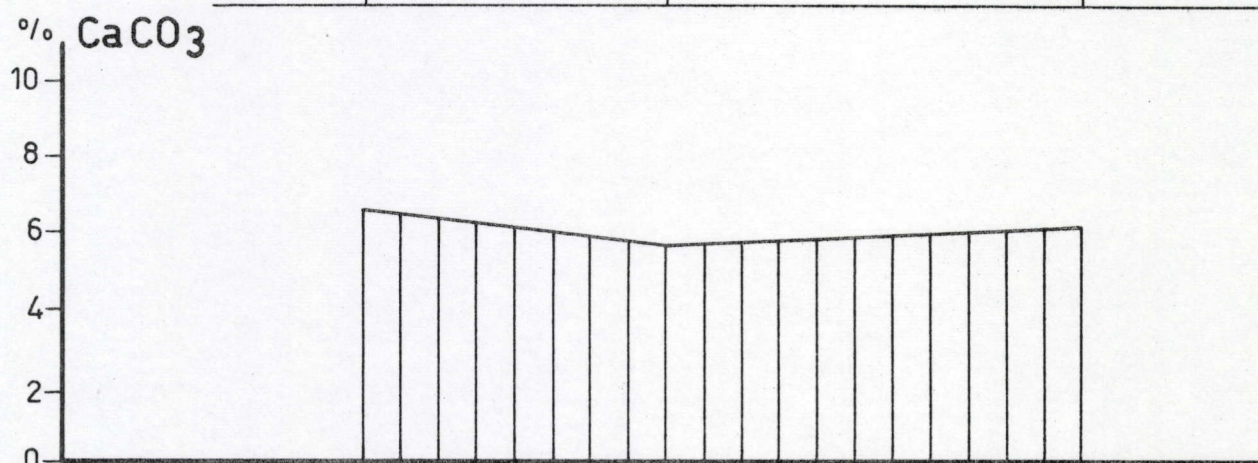
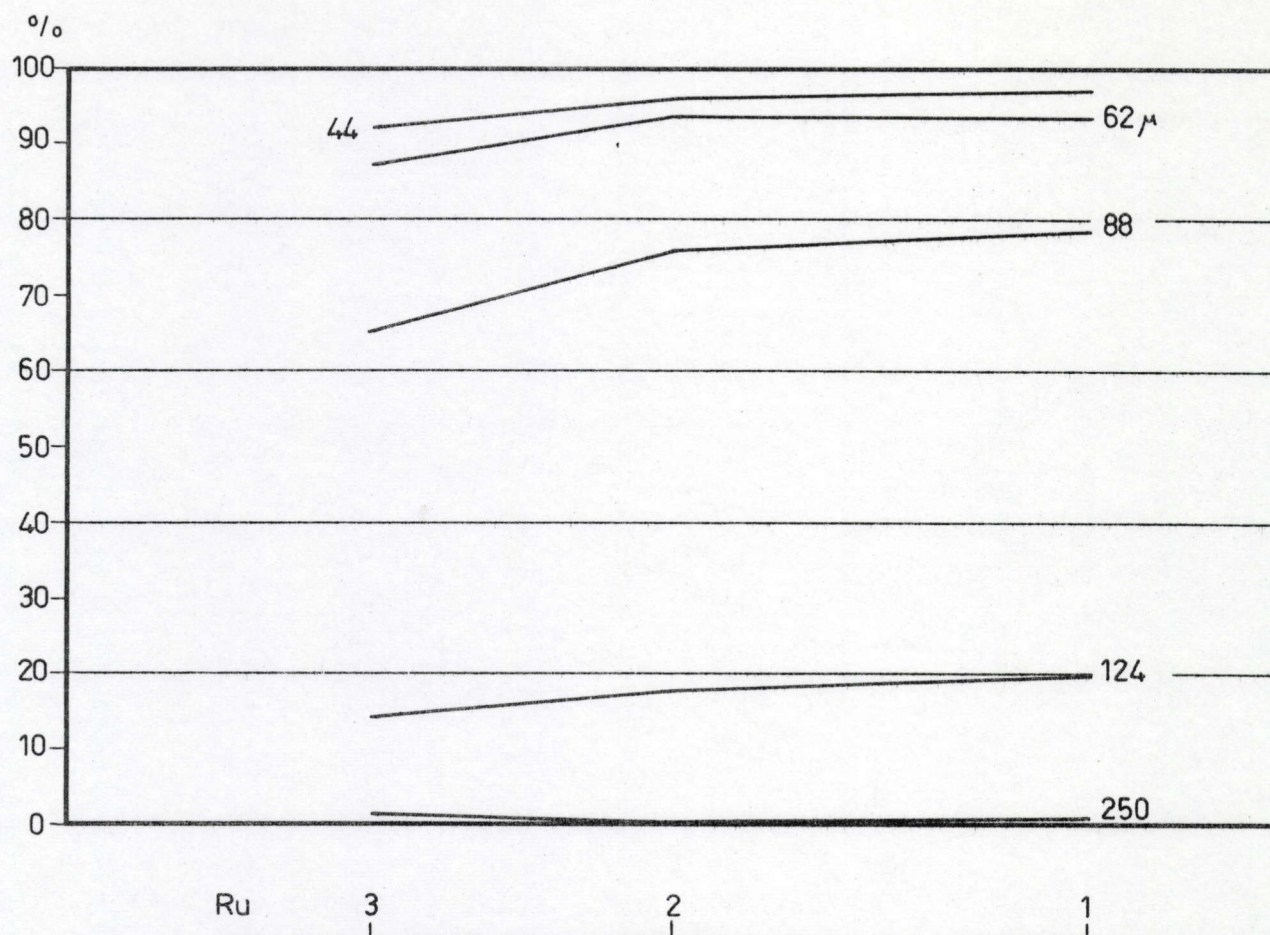


wortels van planten

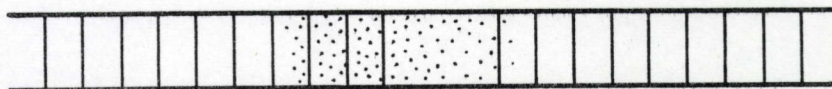
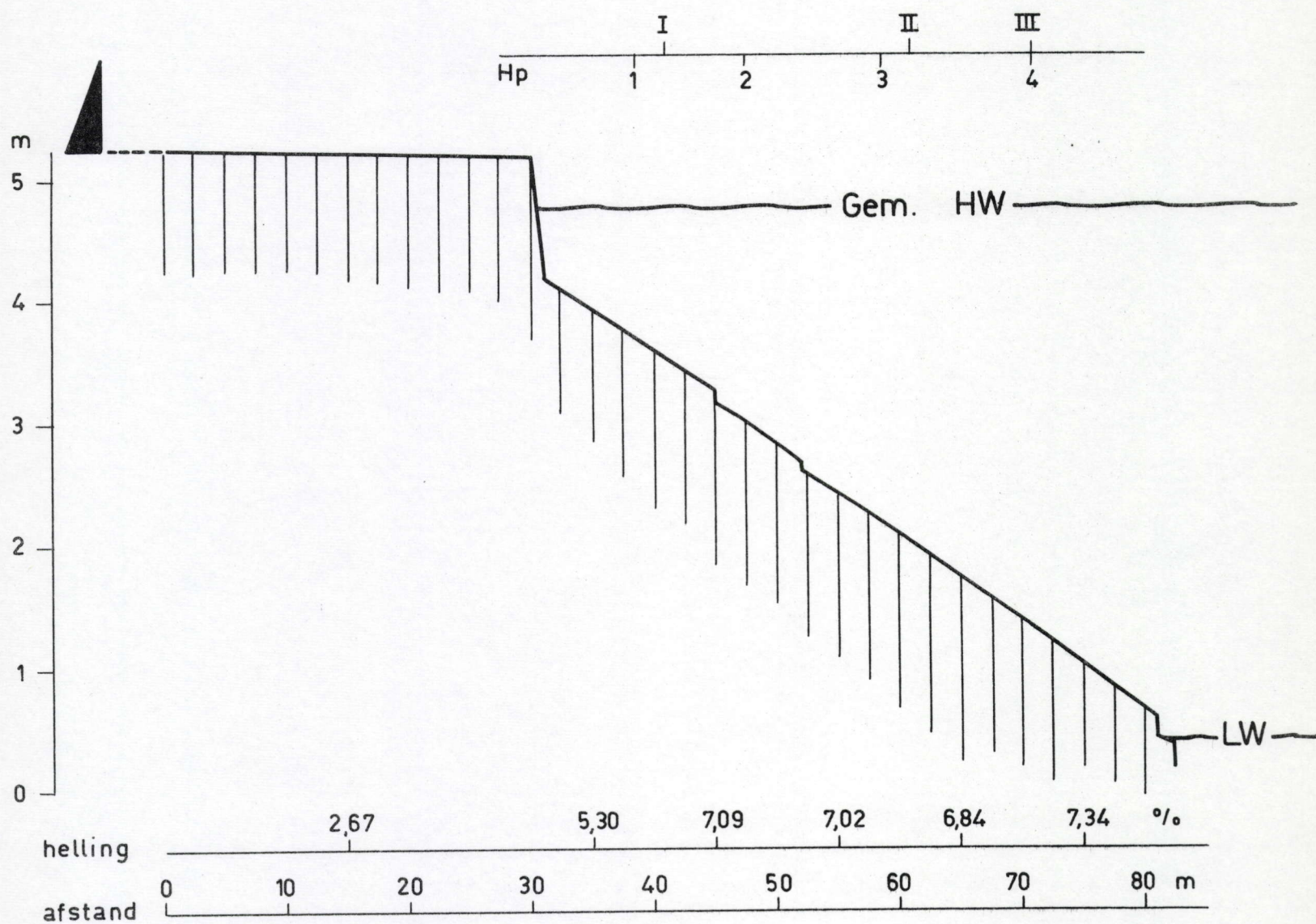


kleikeien

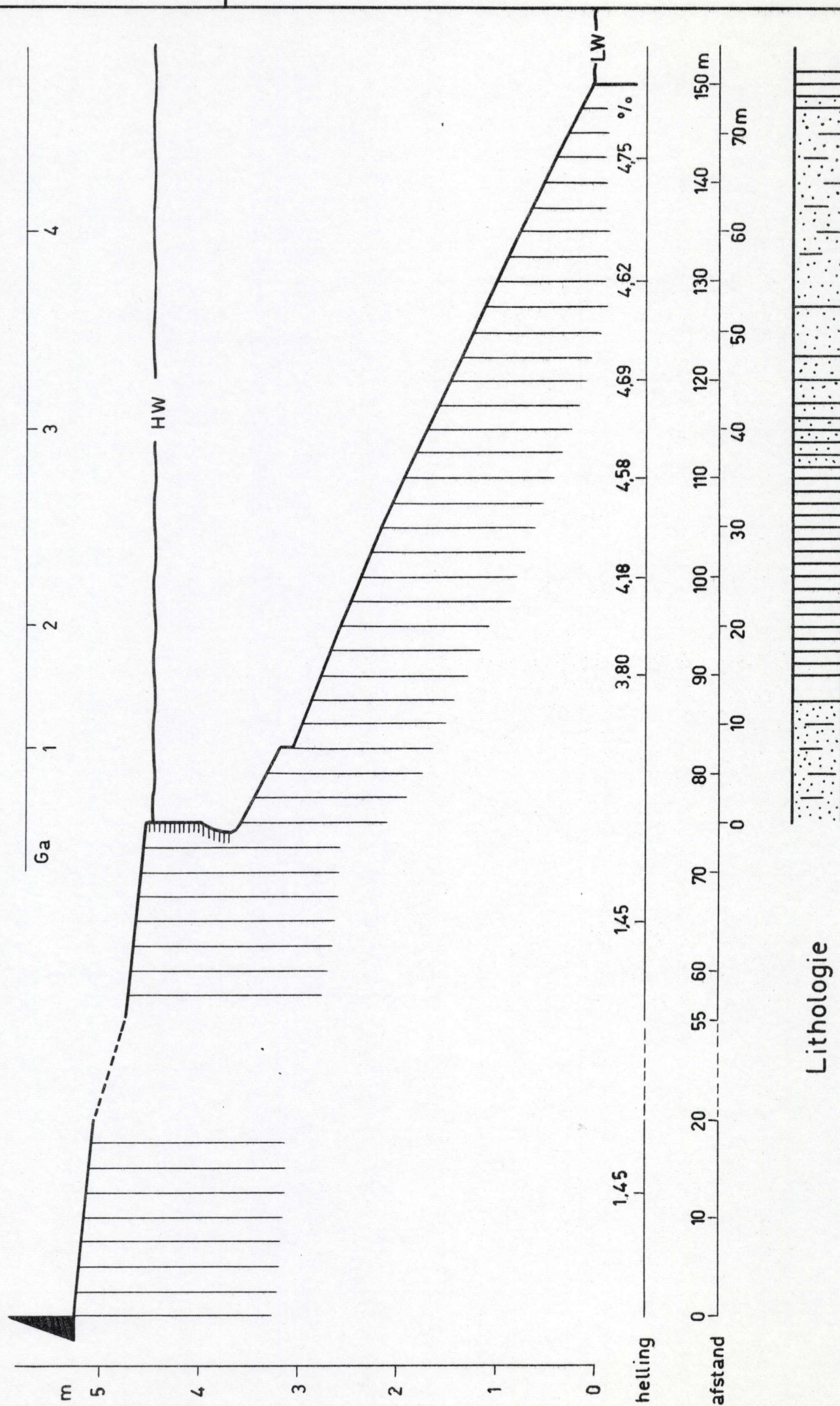
LEGENDE BIJ DE DWARSPROFIELEN

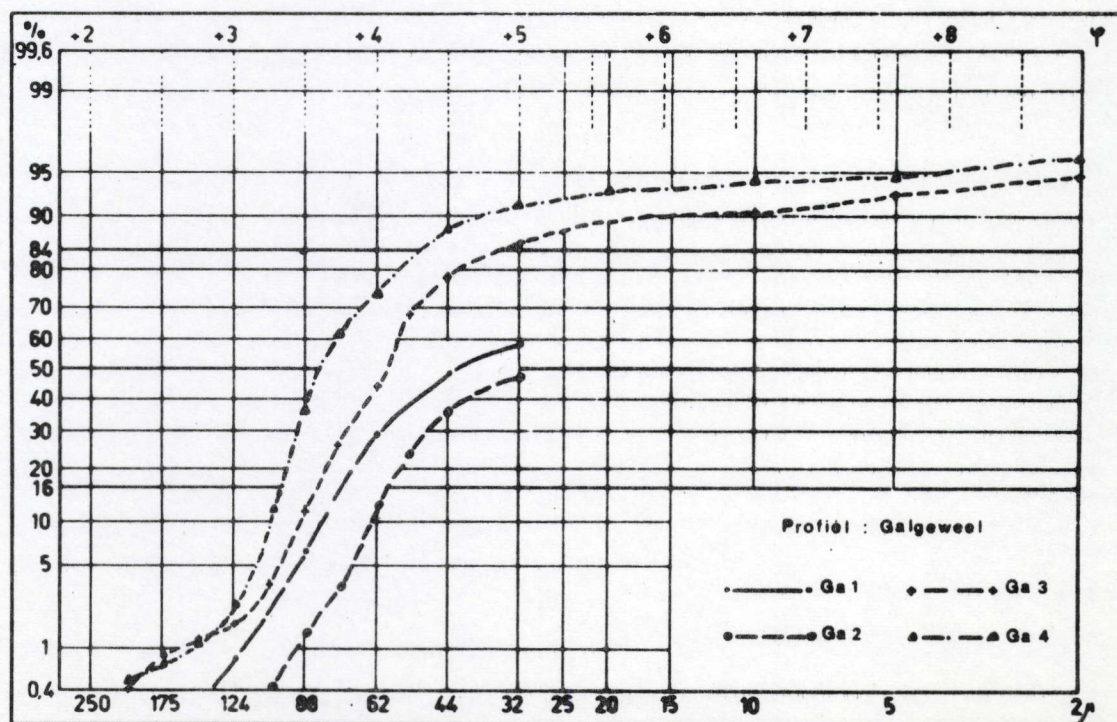
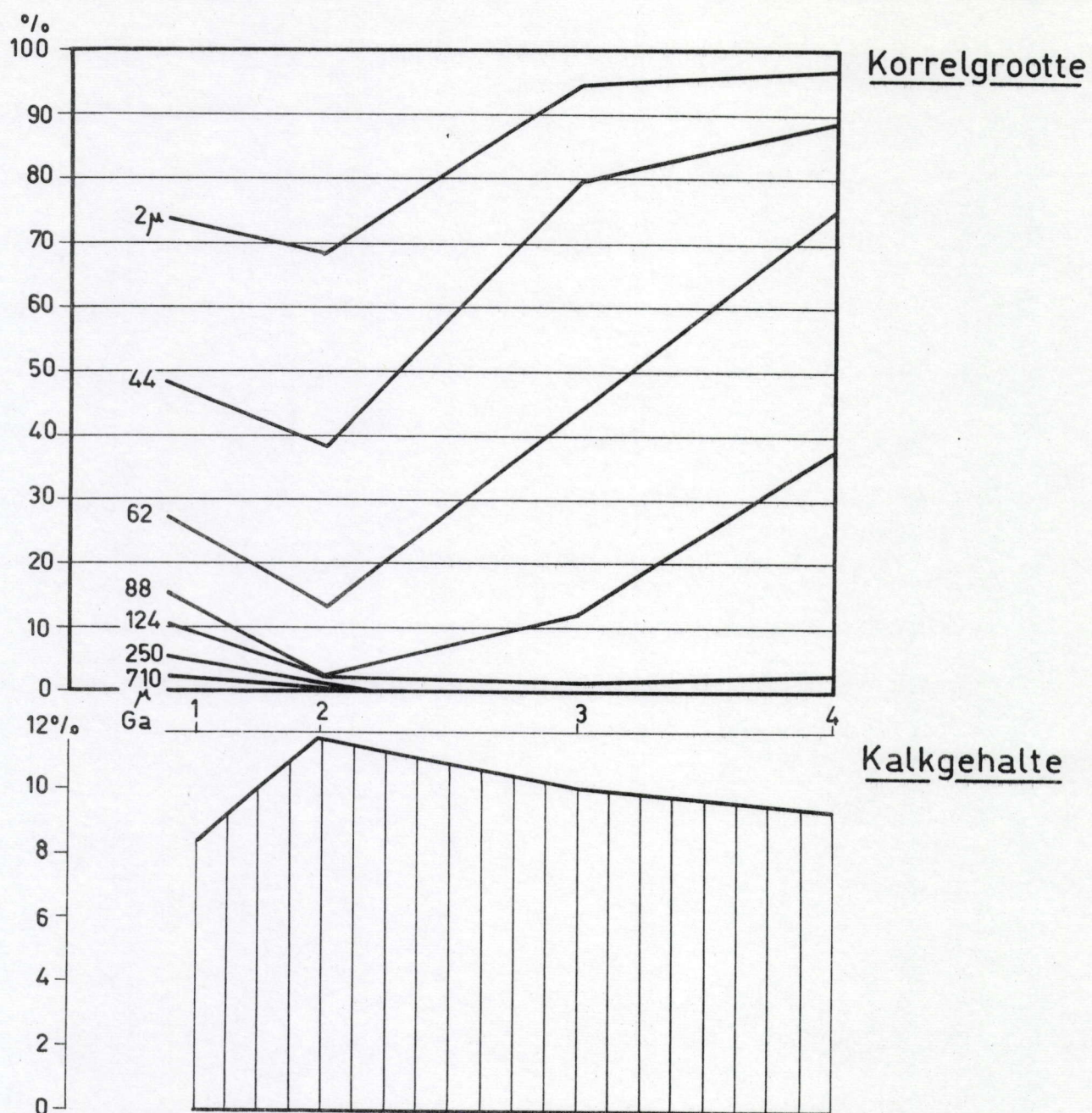


Opname : 13 - 9 - 1966

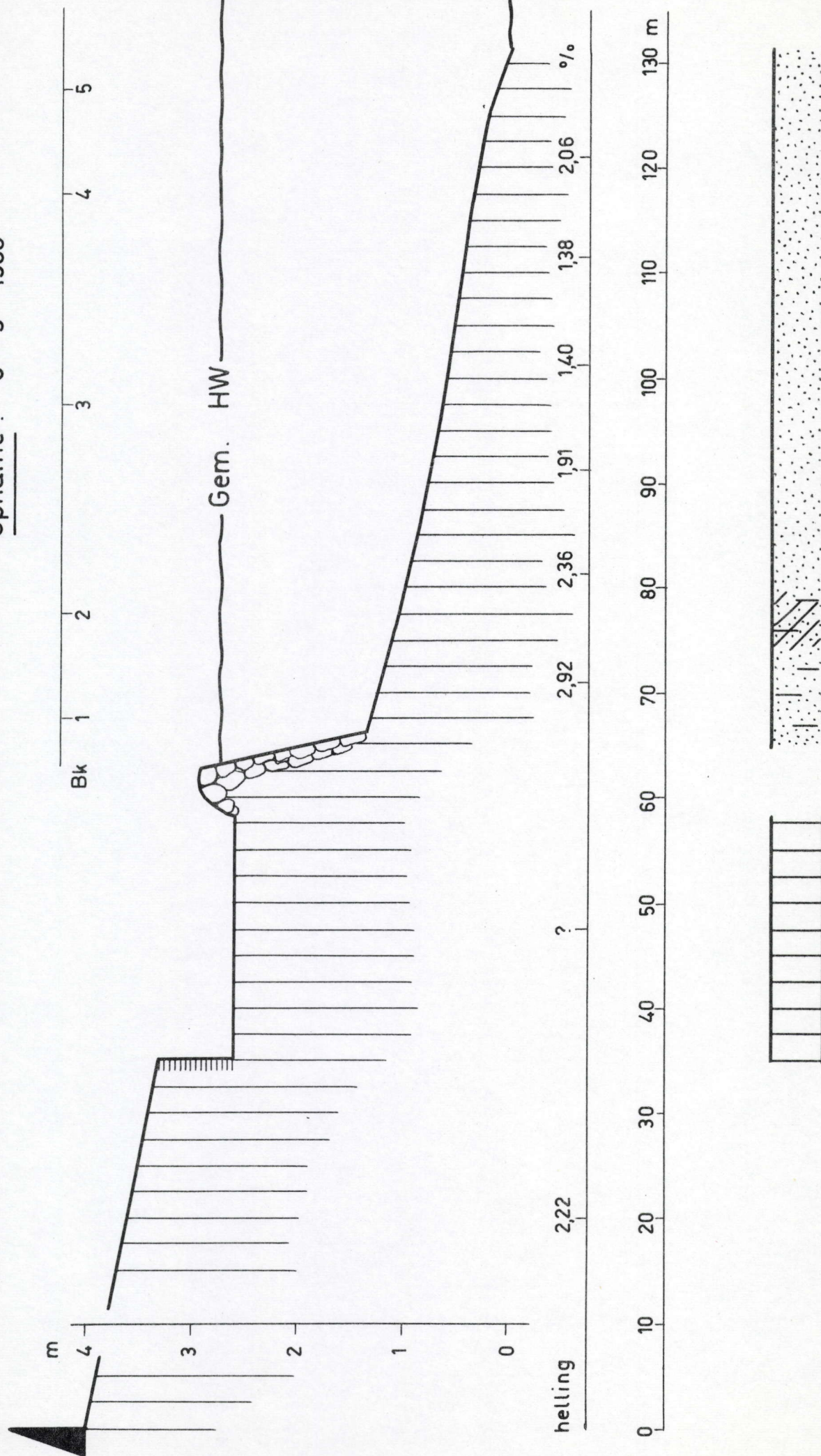


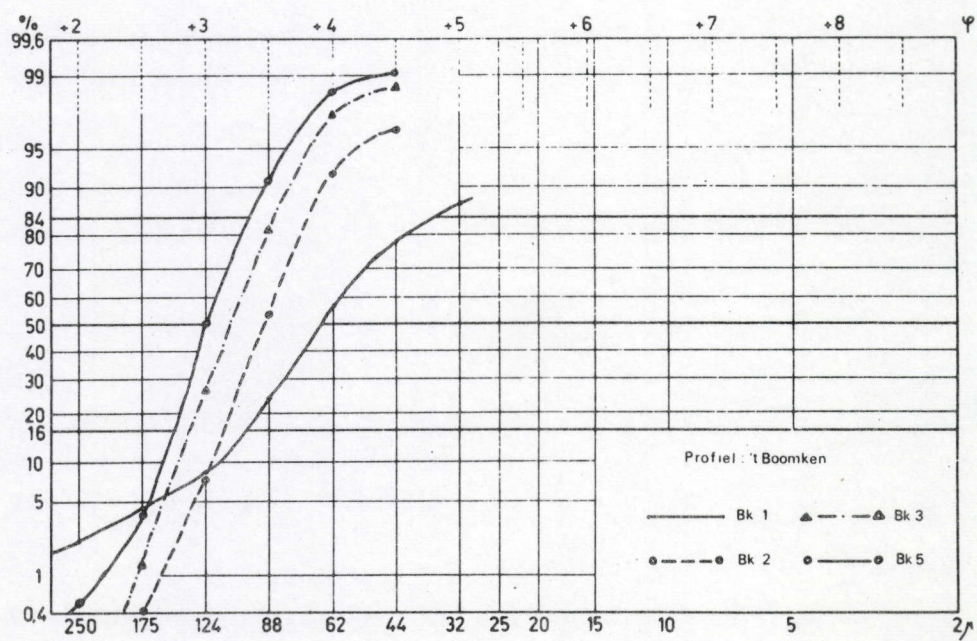
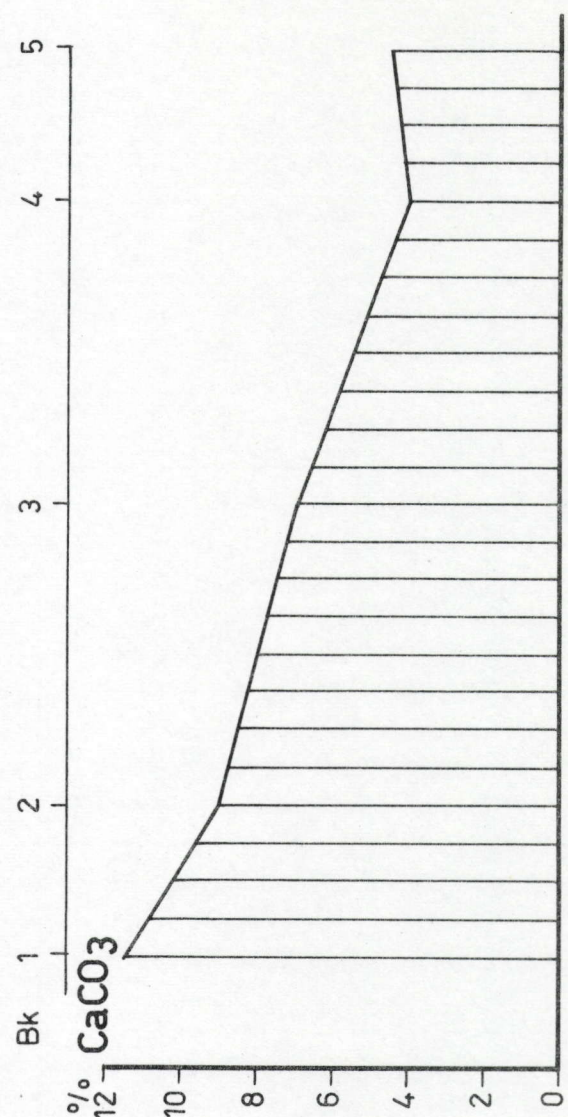
Opname: 14-9-1966



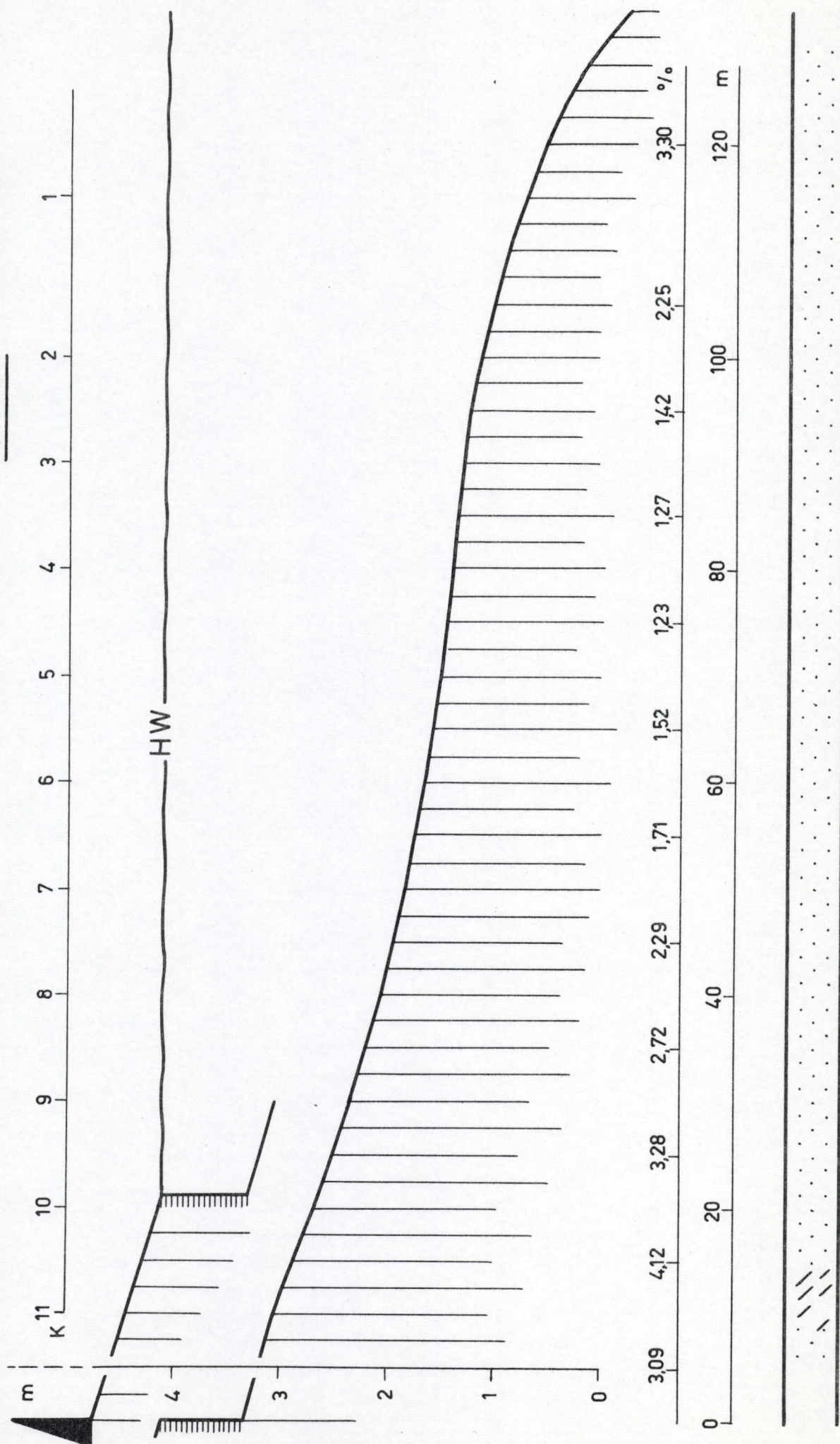


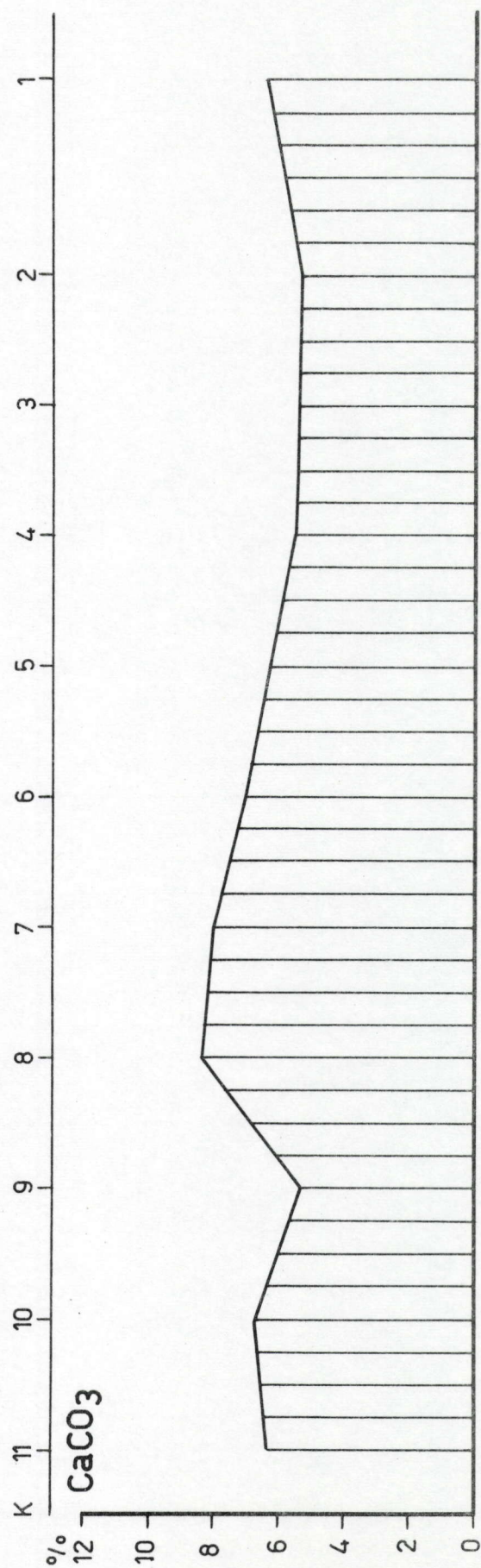
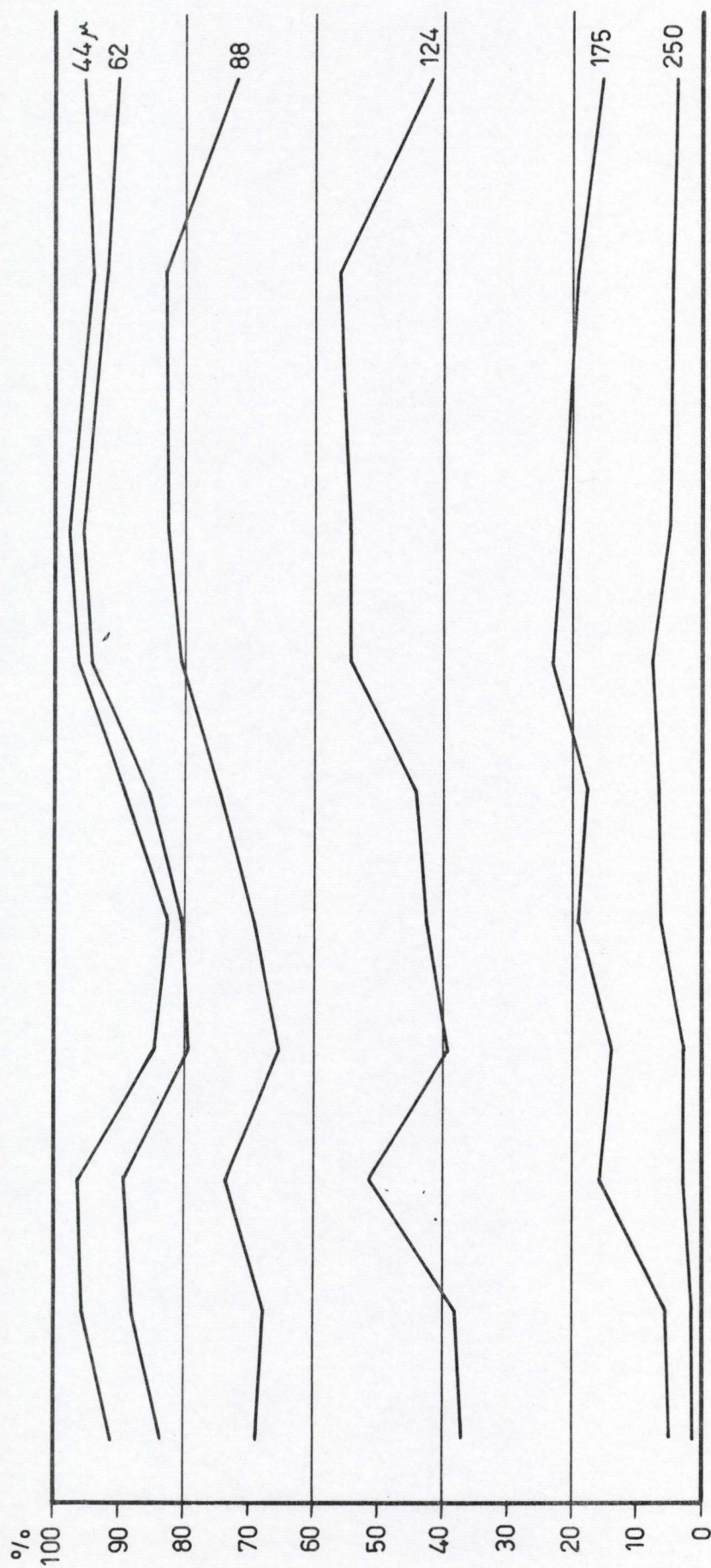
Opname : 8 - 9 - 1966

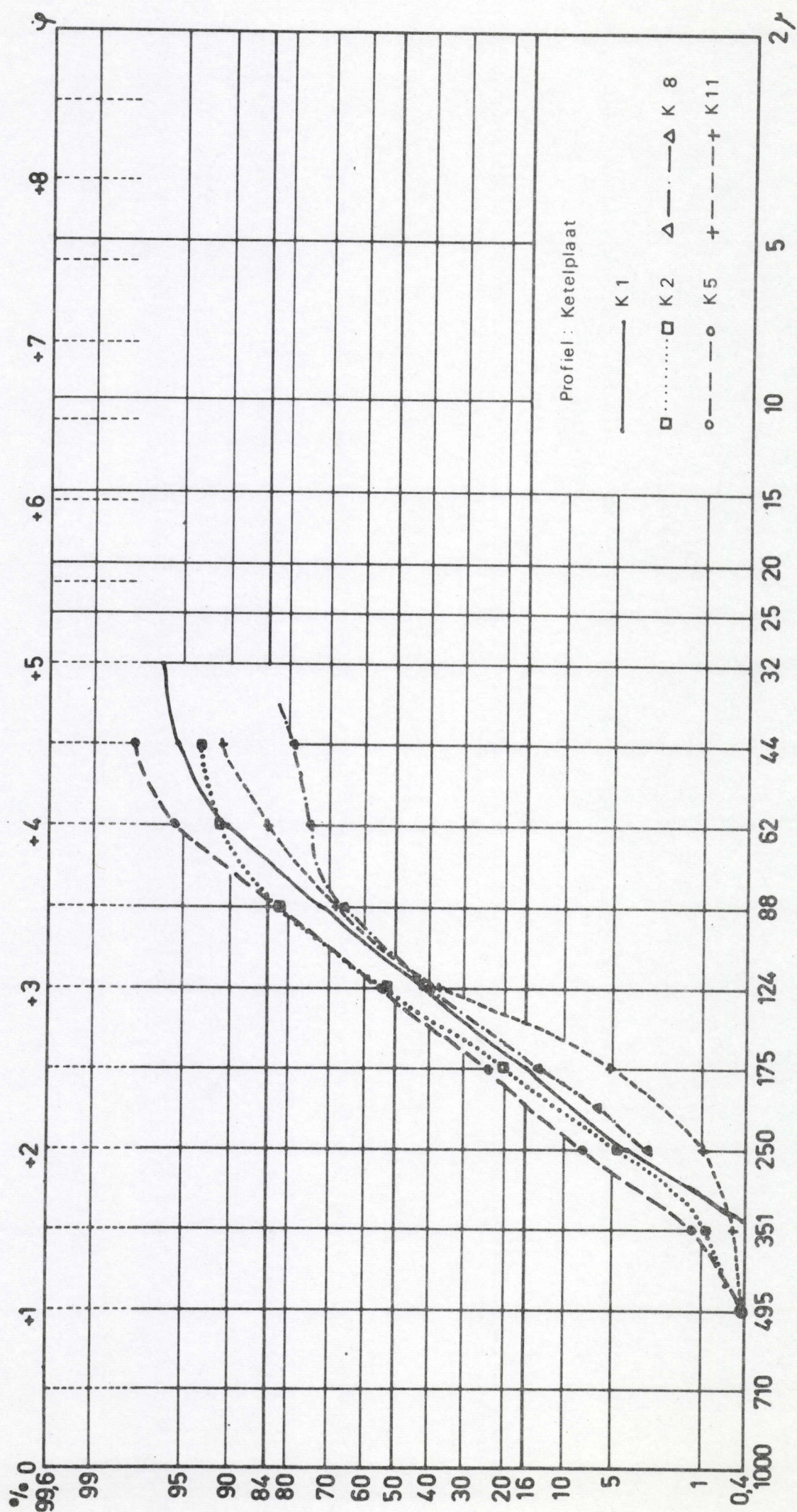




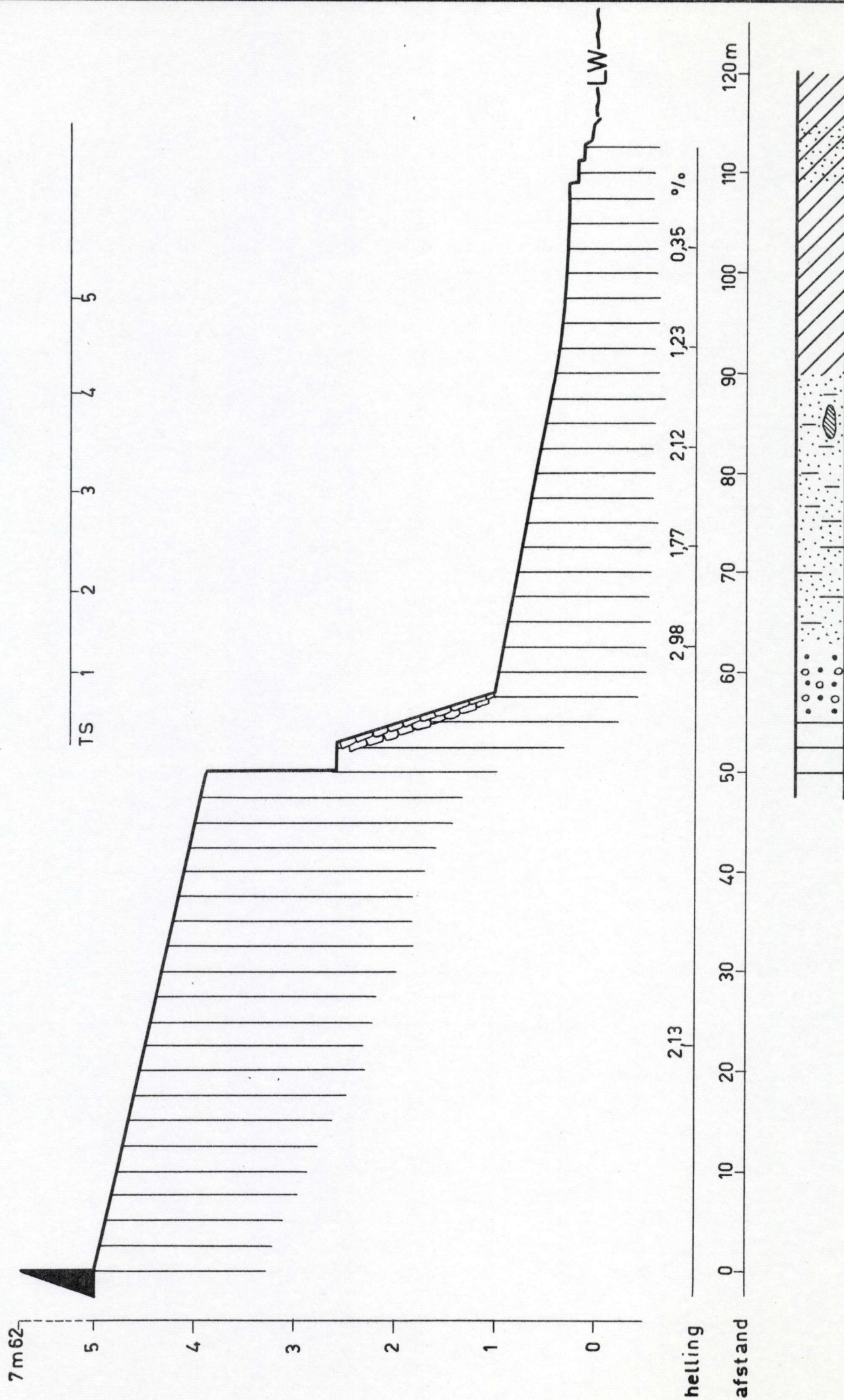
Opname : 3 - 9 - 1966

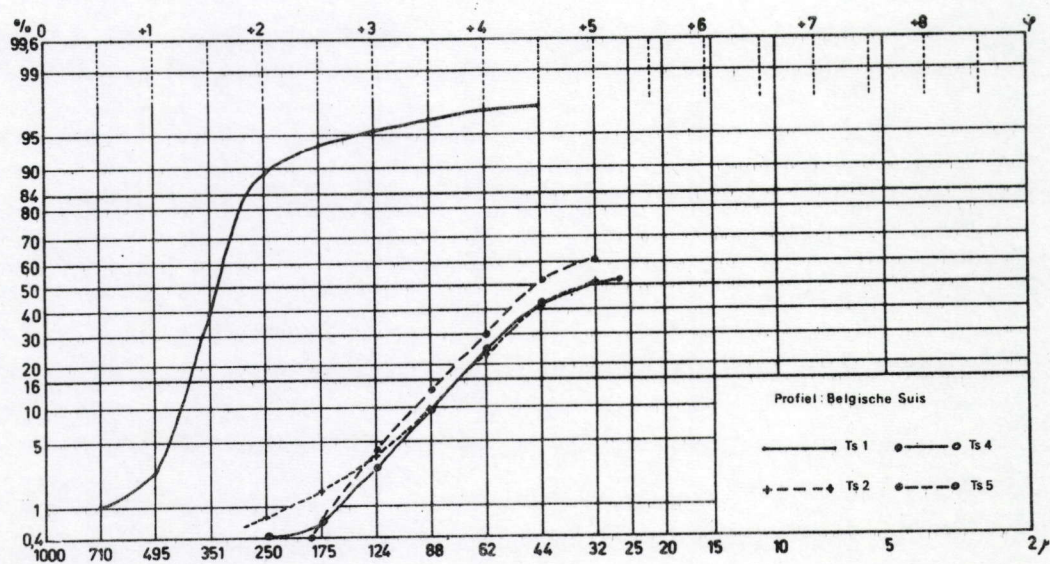
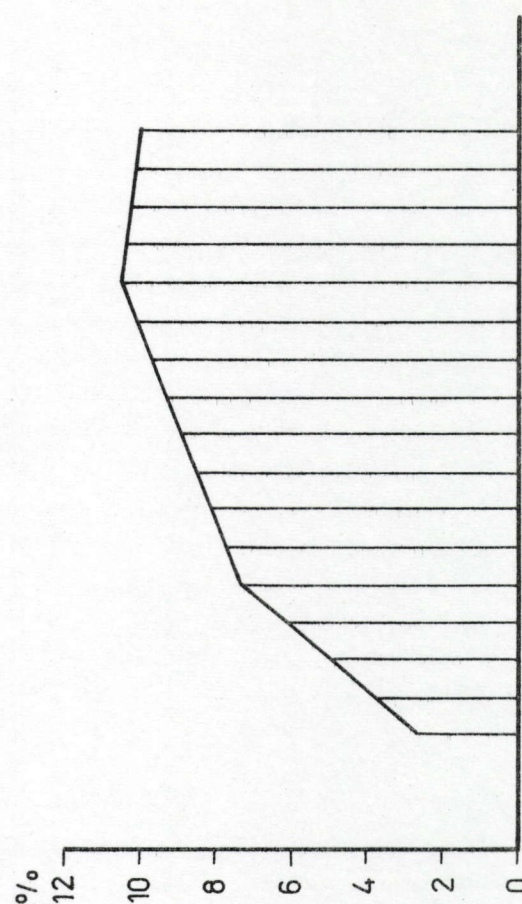
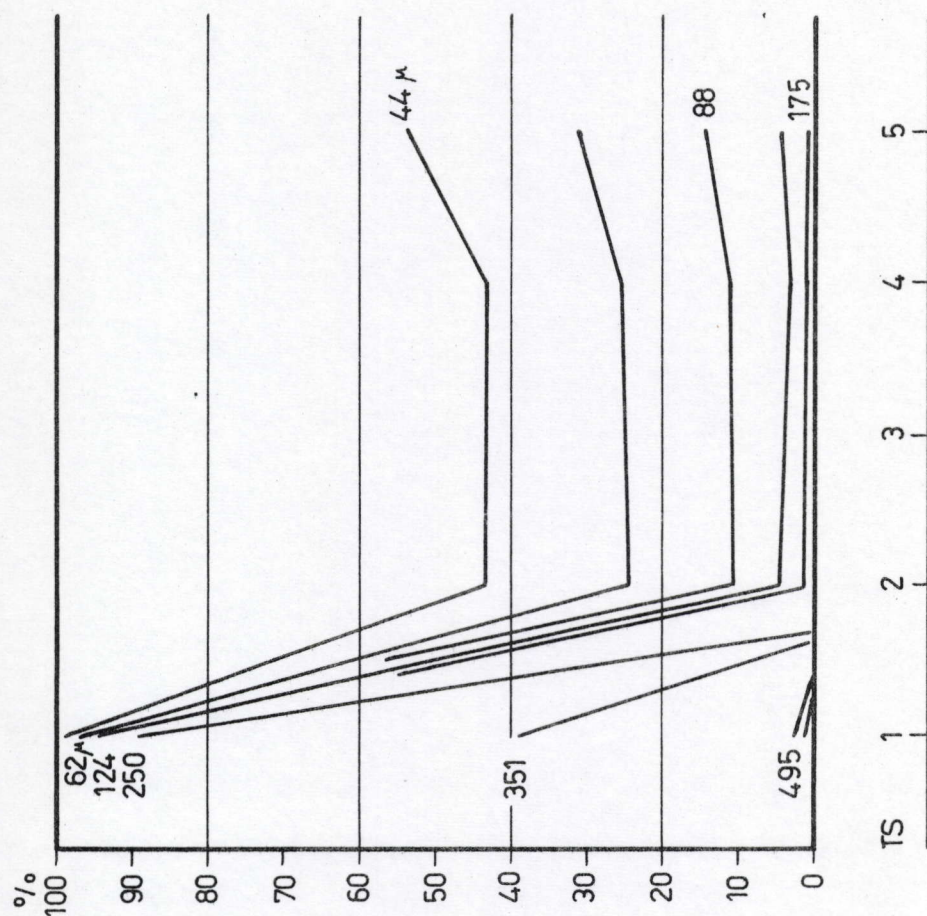




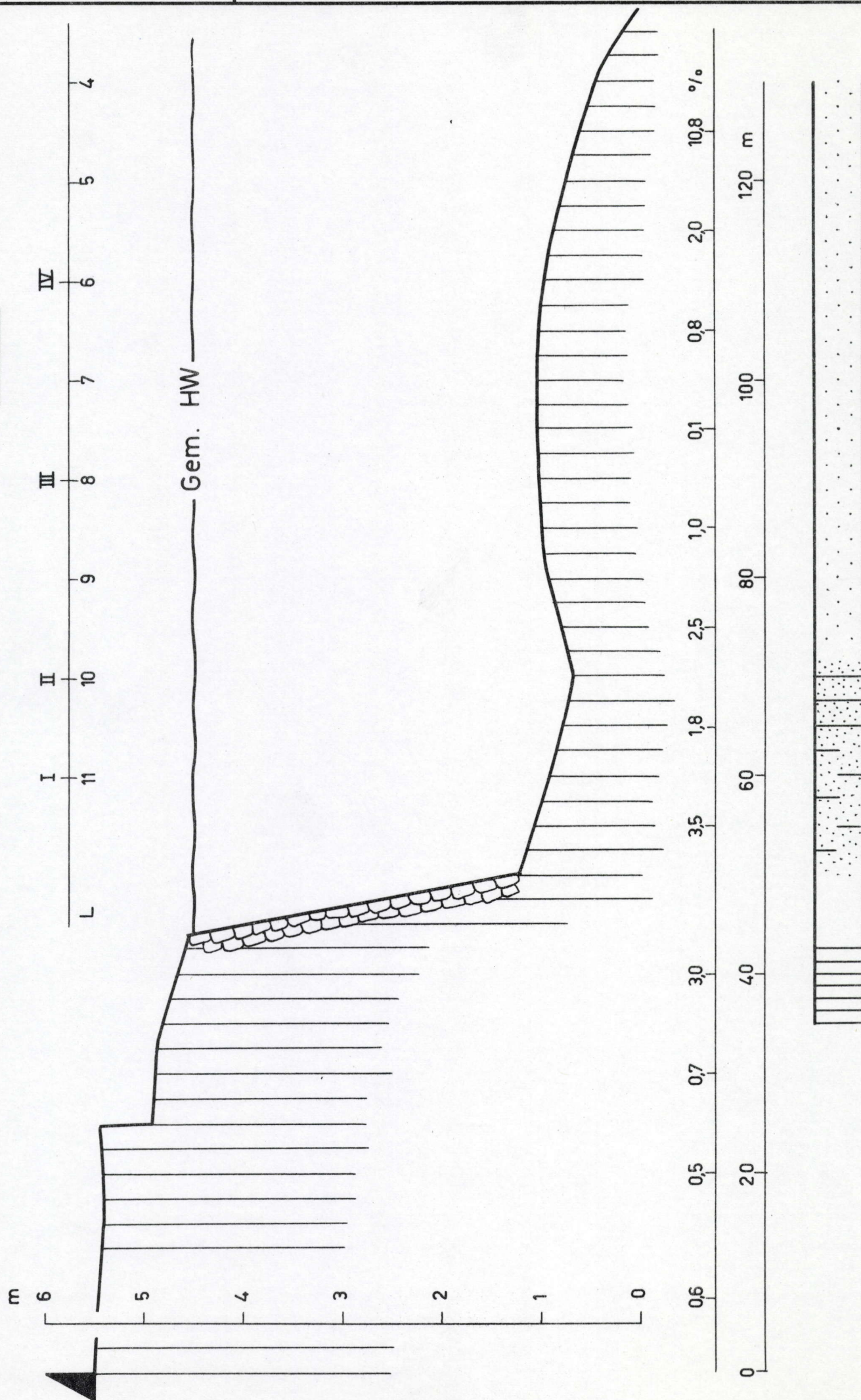


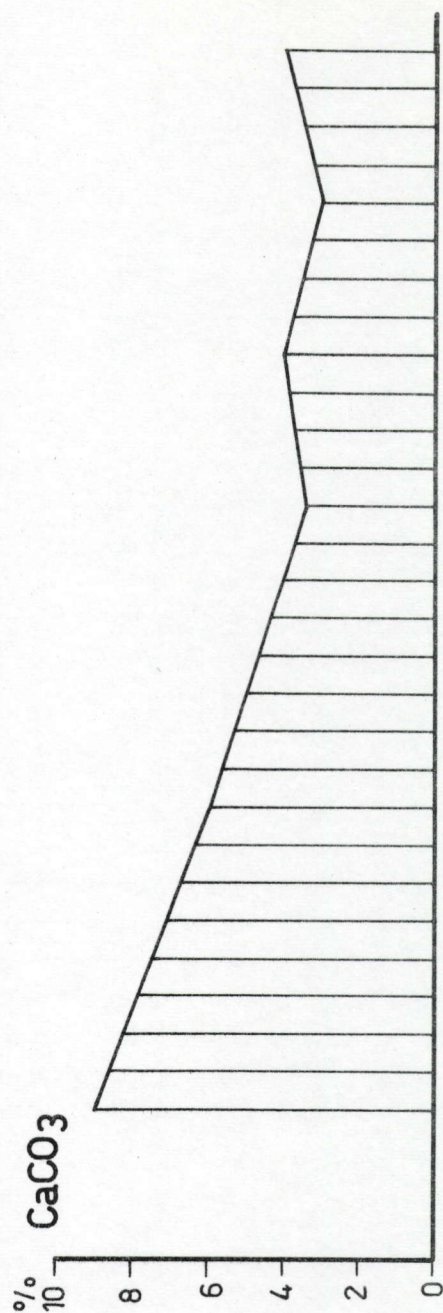
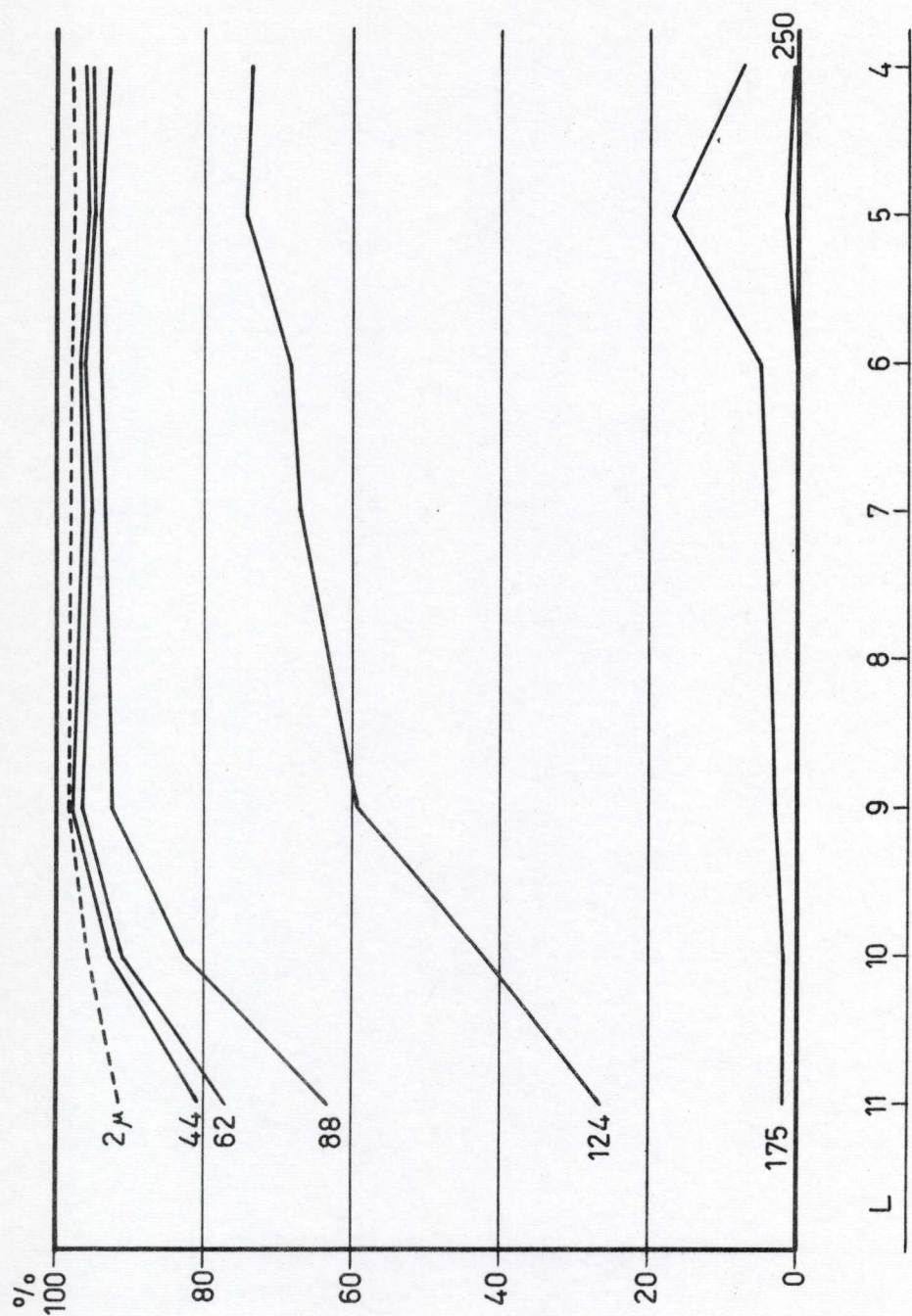
Opname: 6-9-1966





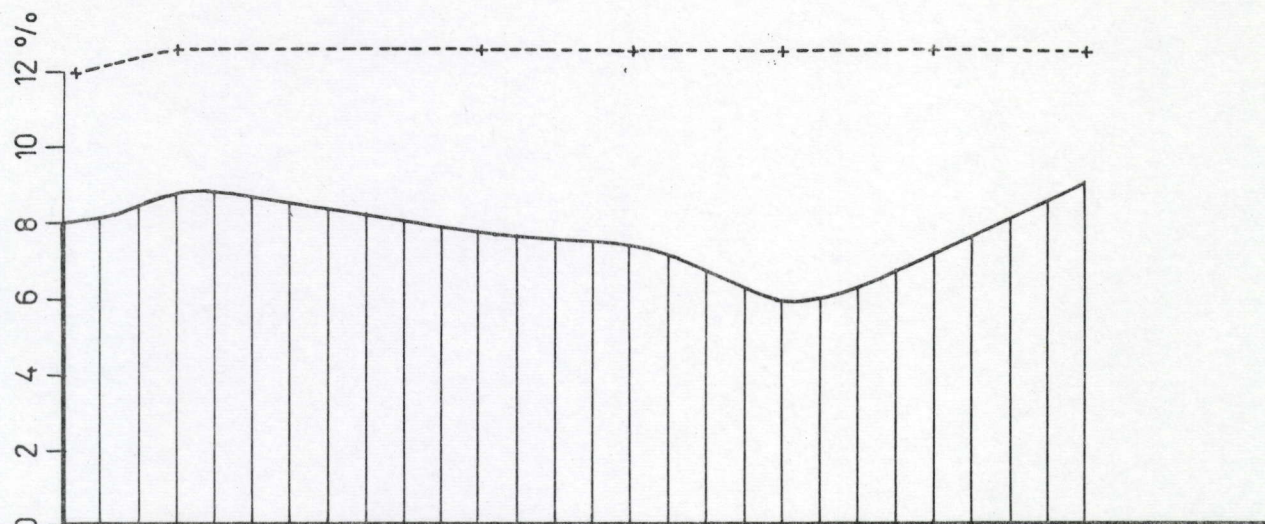
Opname: 1-9-1966



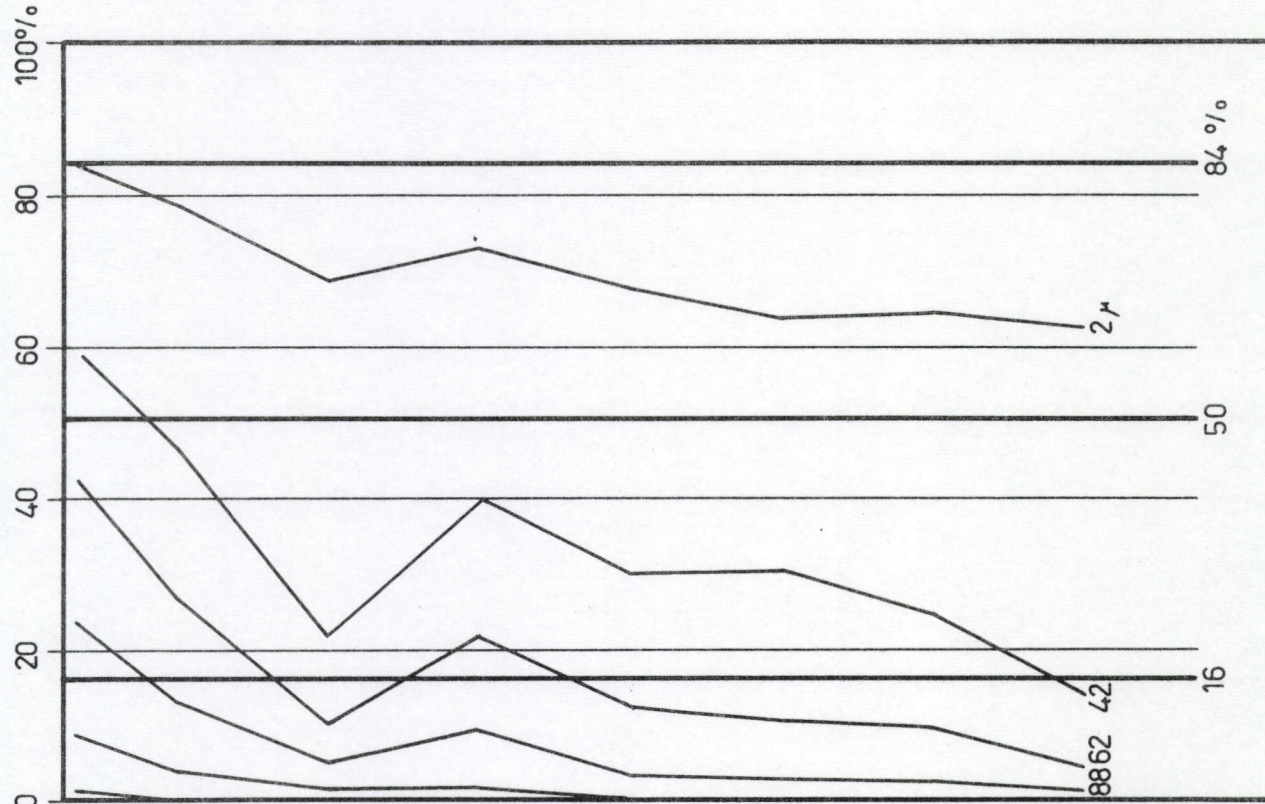


Opname: 28 - 9 - 1966

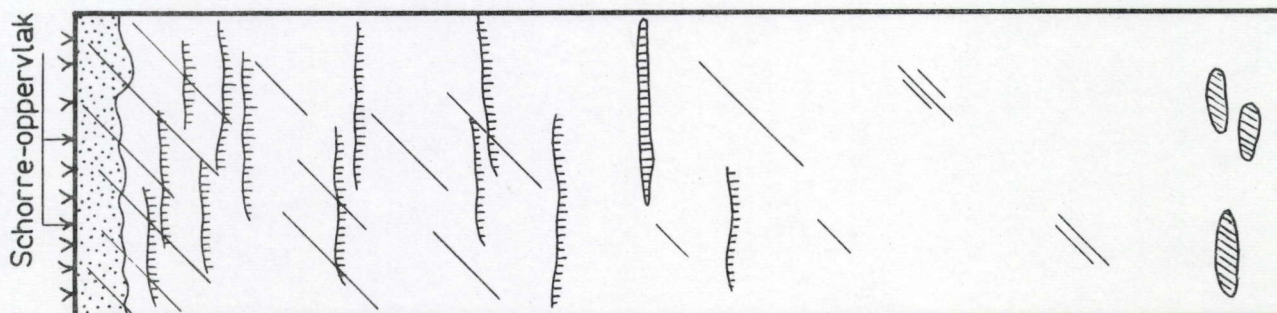
Kalkgehalte



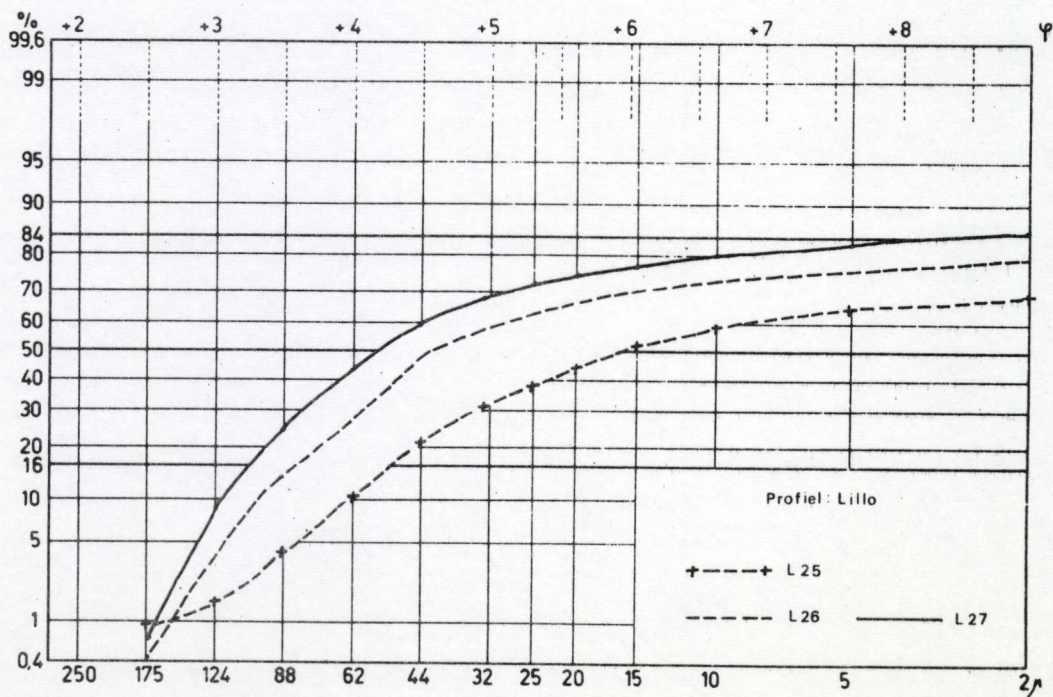
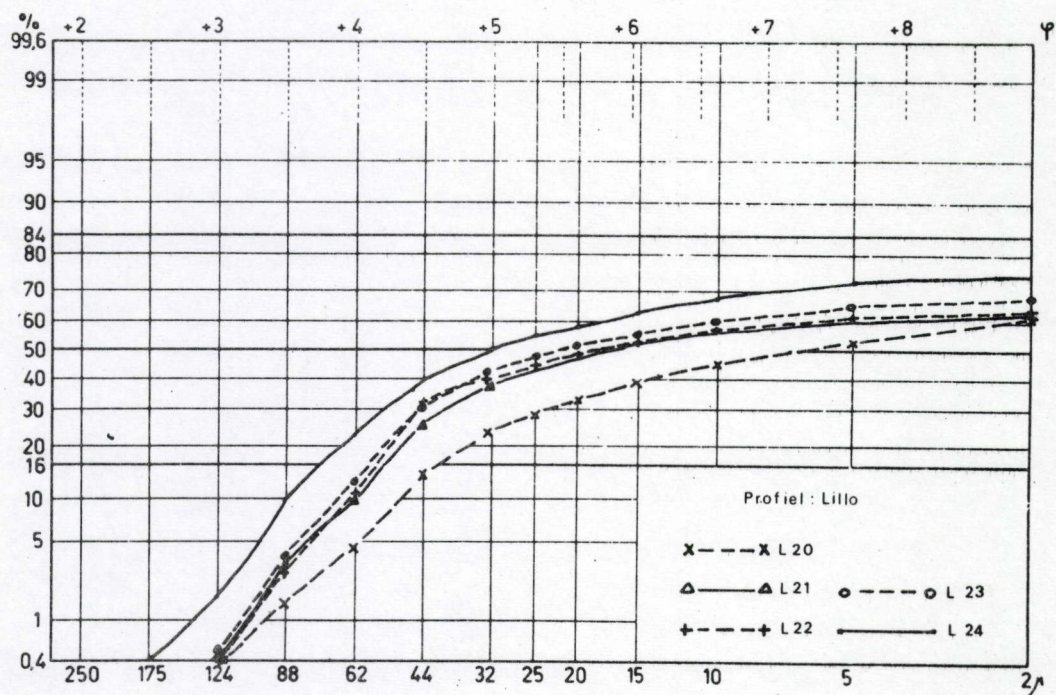
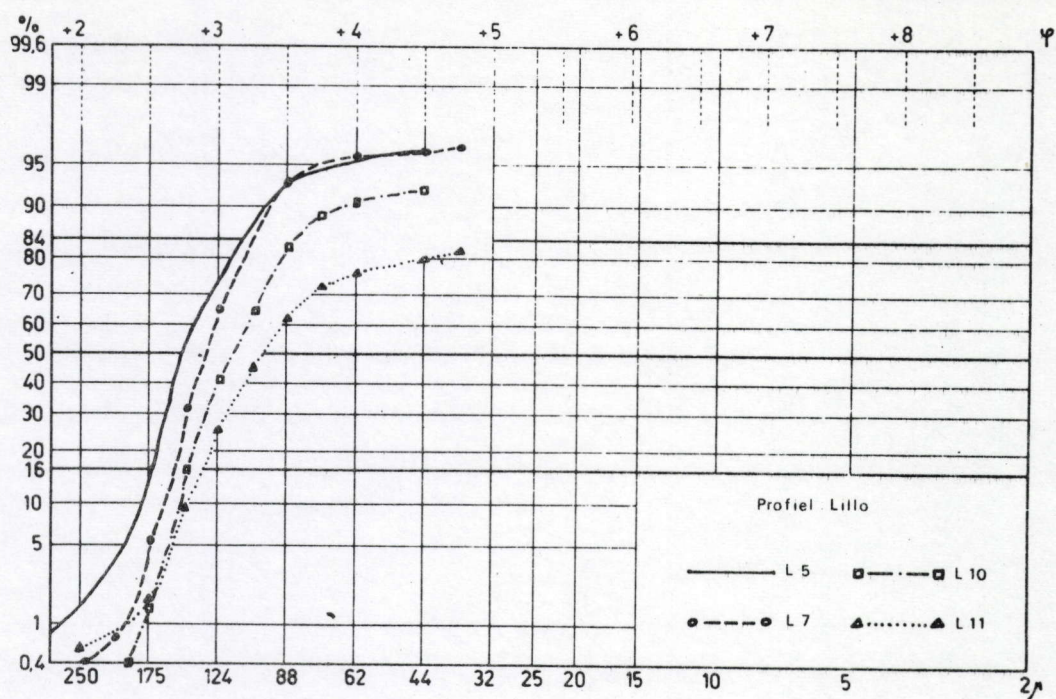
Korrelgrootte



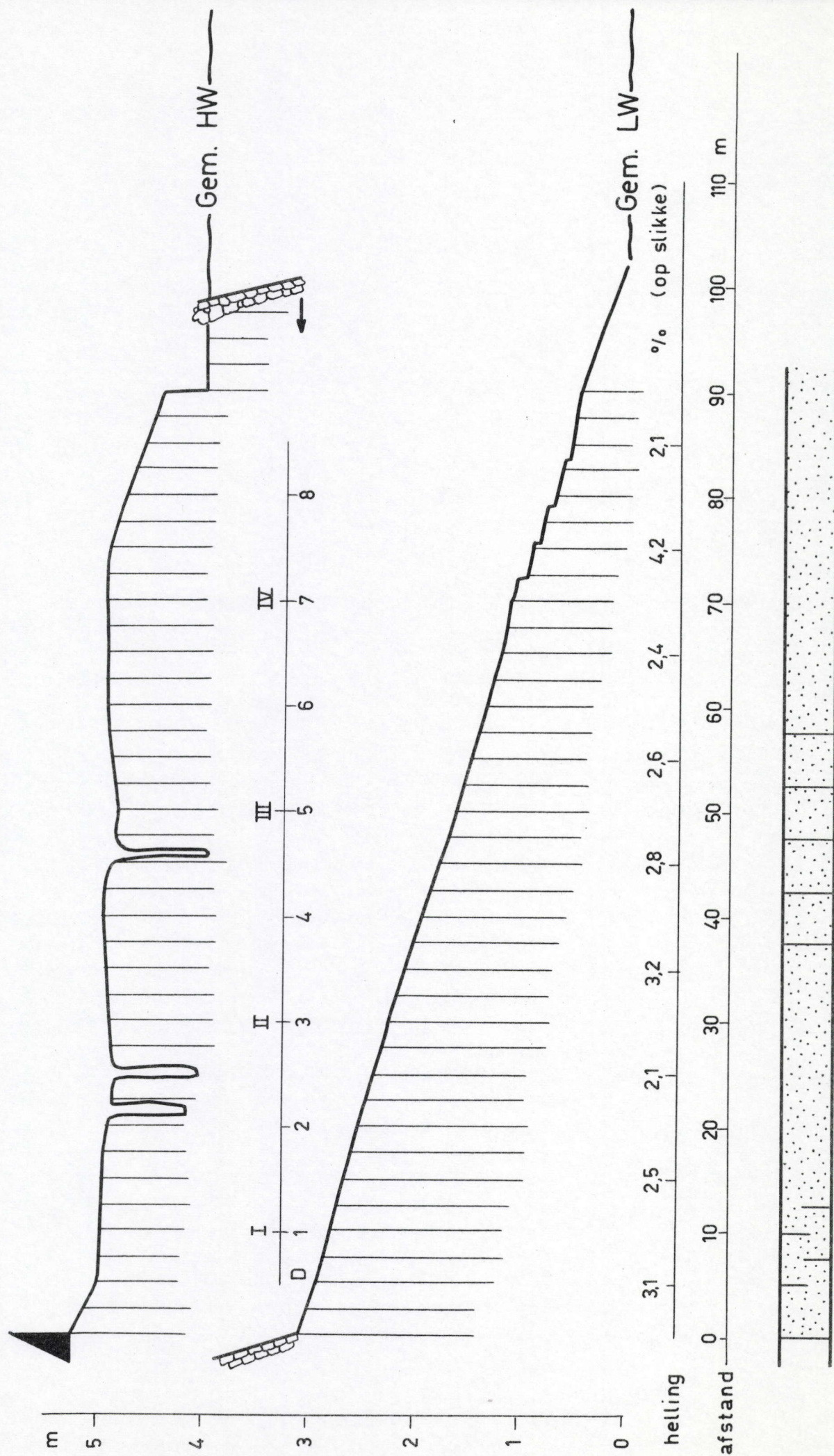
Lithologie

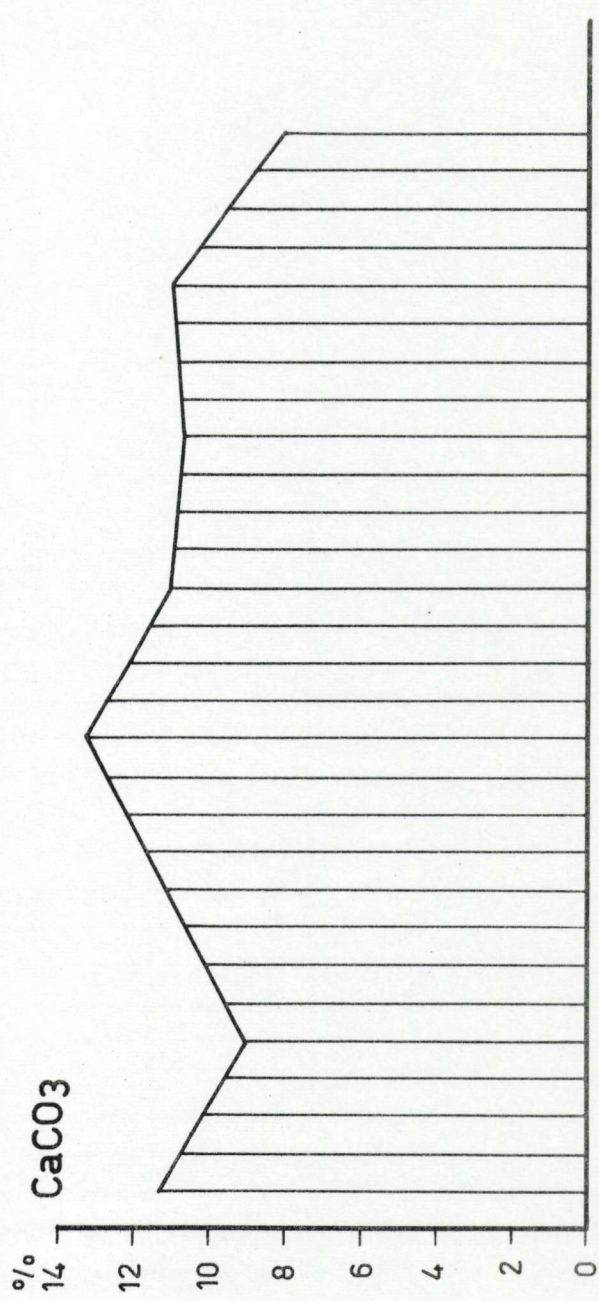
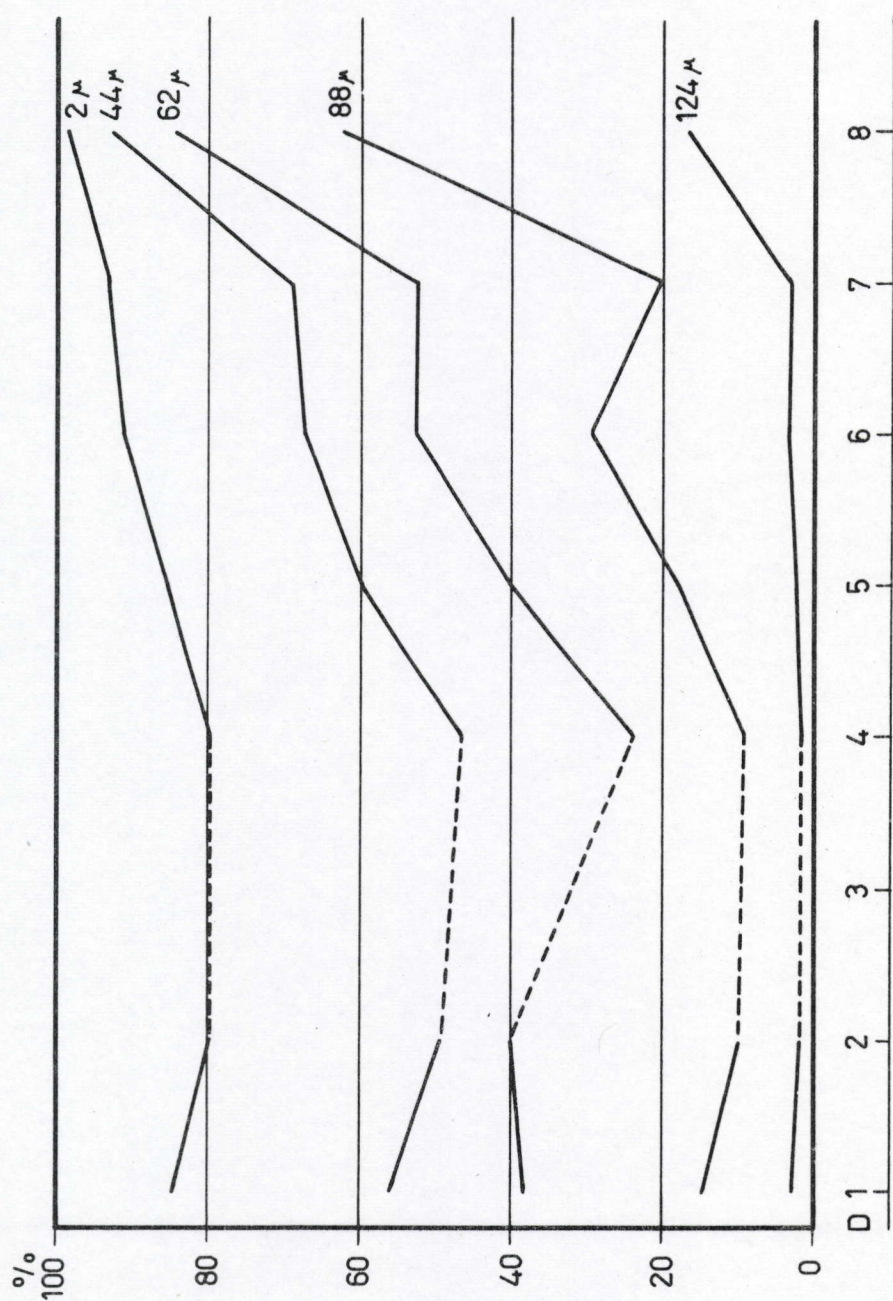


L
cm -27 -26 -25 -24 -23 -22 -21 -20
-5 -20 -35 -50 -65 -80 -95 -110

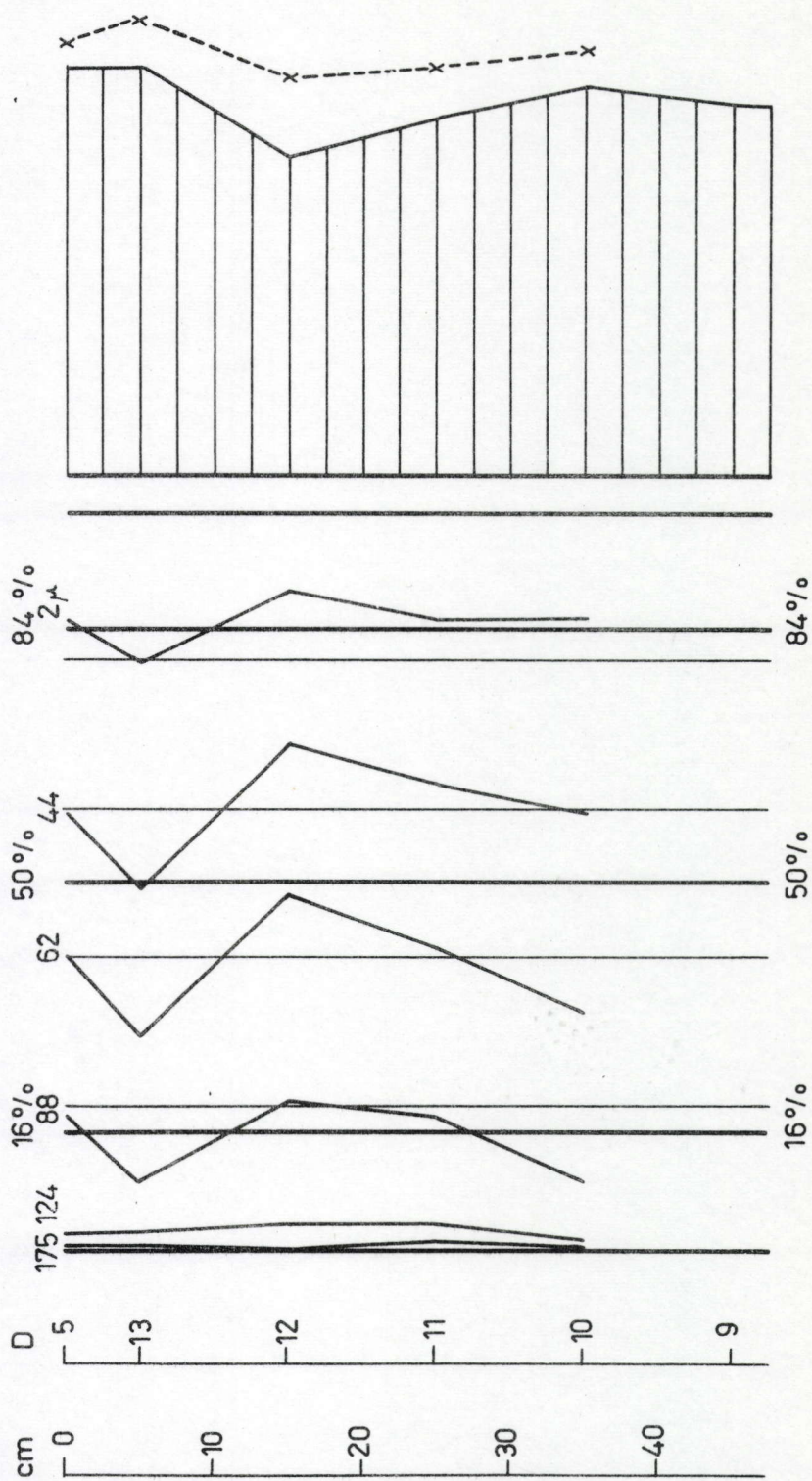
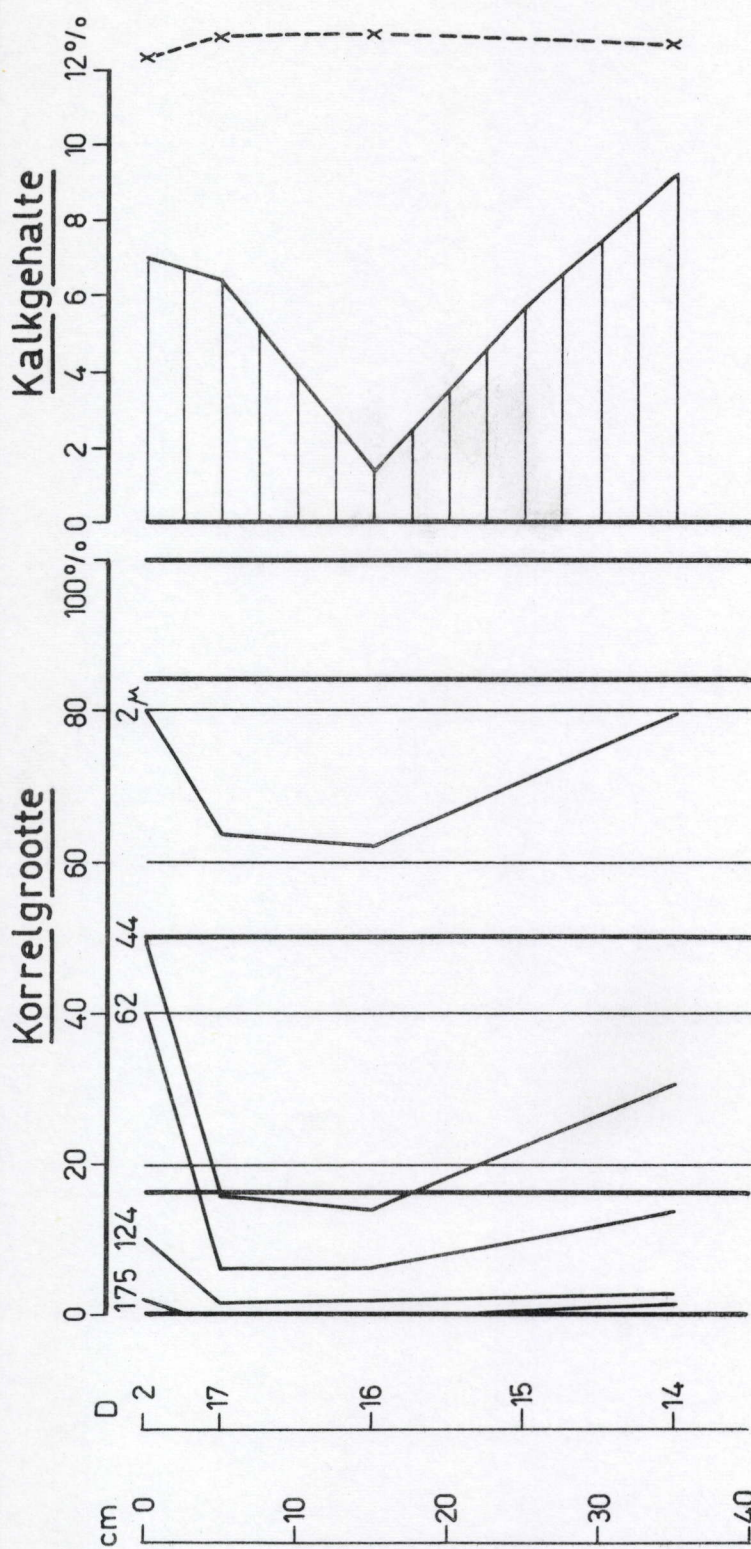


Opname: 3 - 9 - 1966



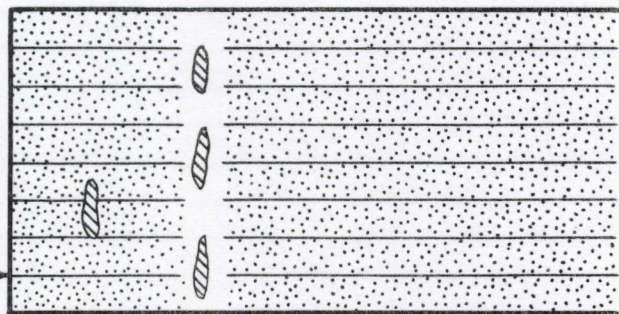


Opname: 30-8-1966

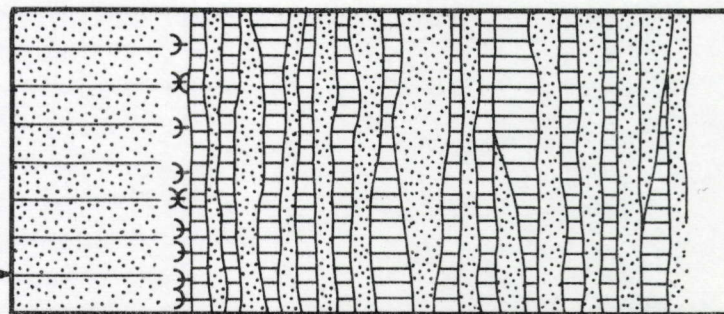


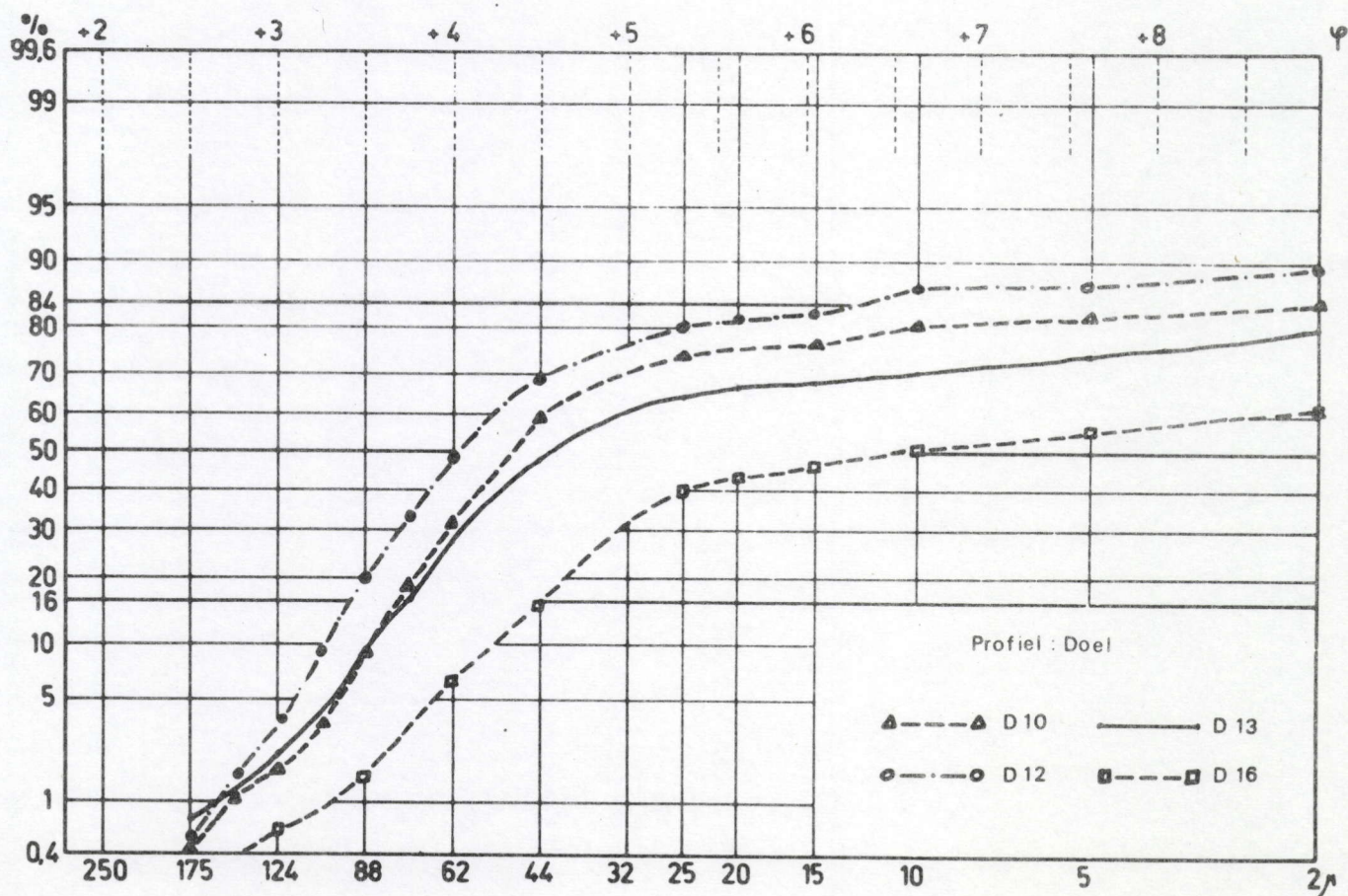
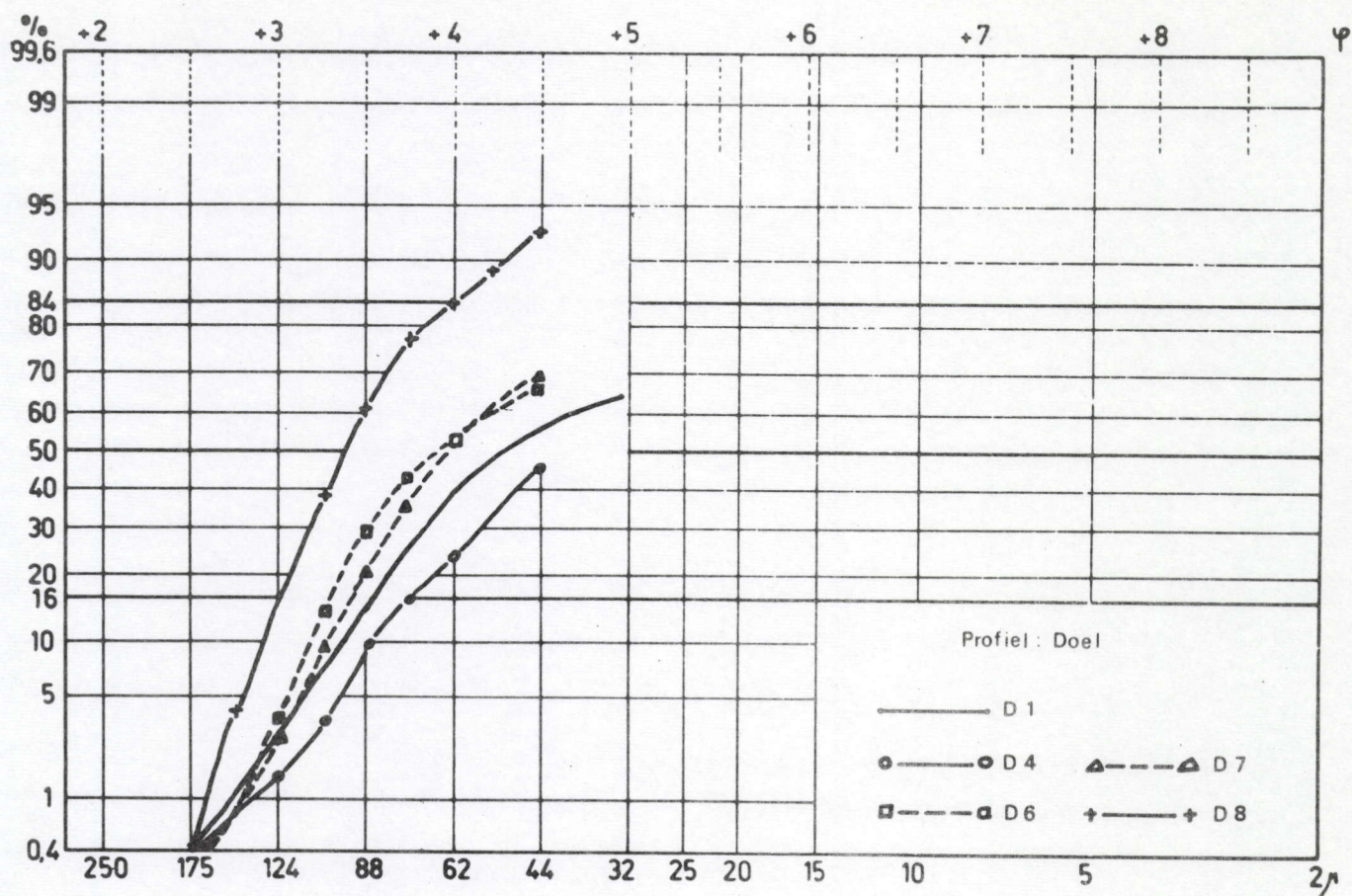
Lithologie

Slikke - oppervlak

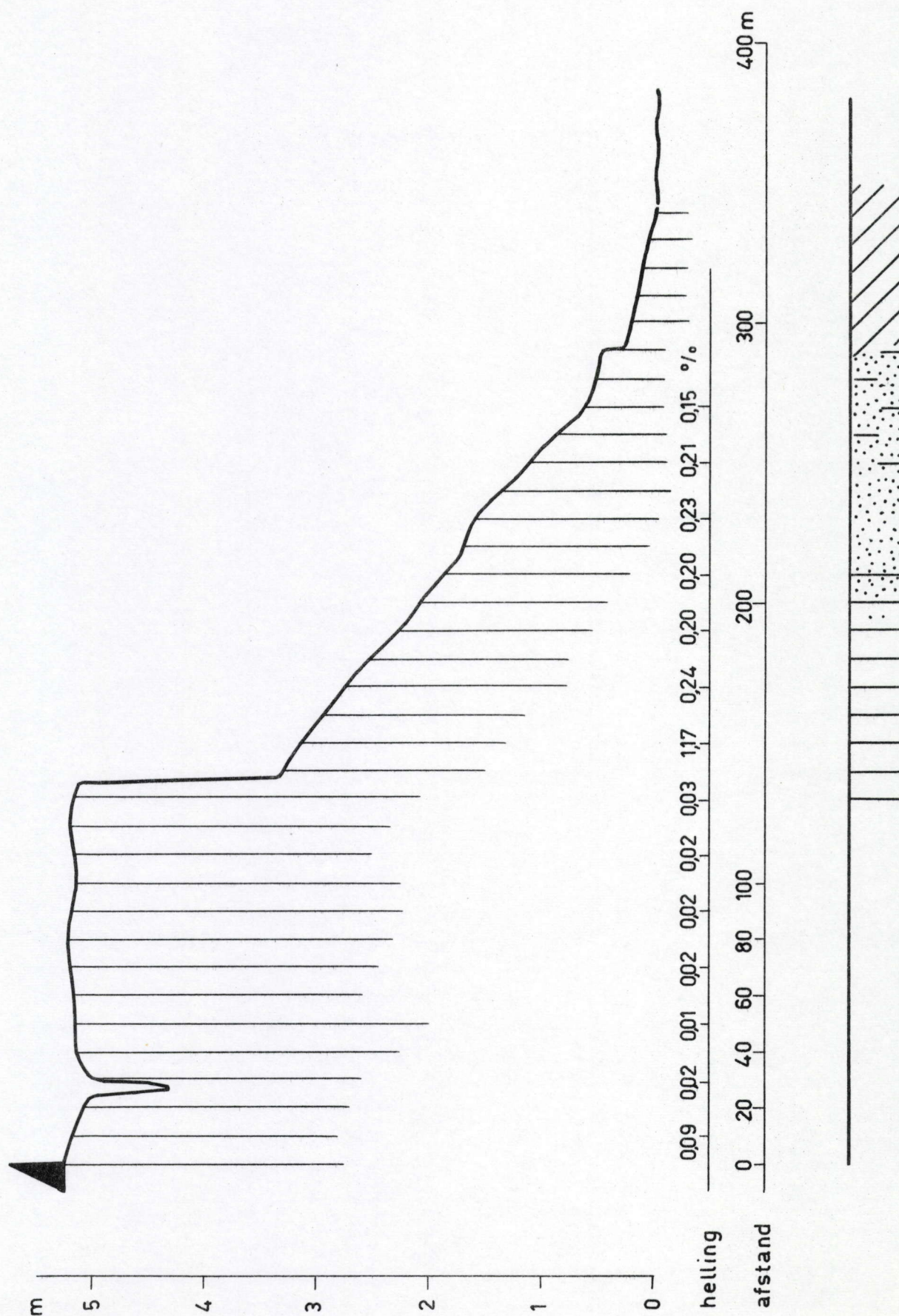


Slikke - oppervlak

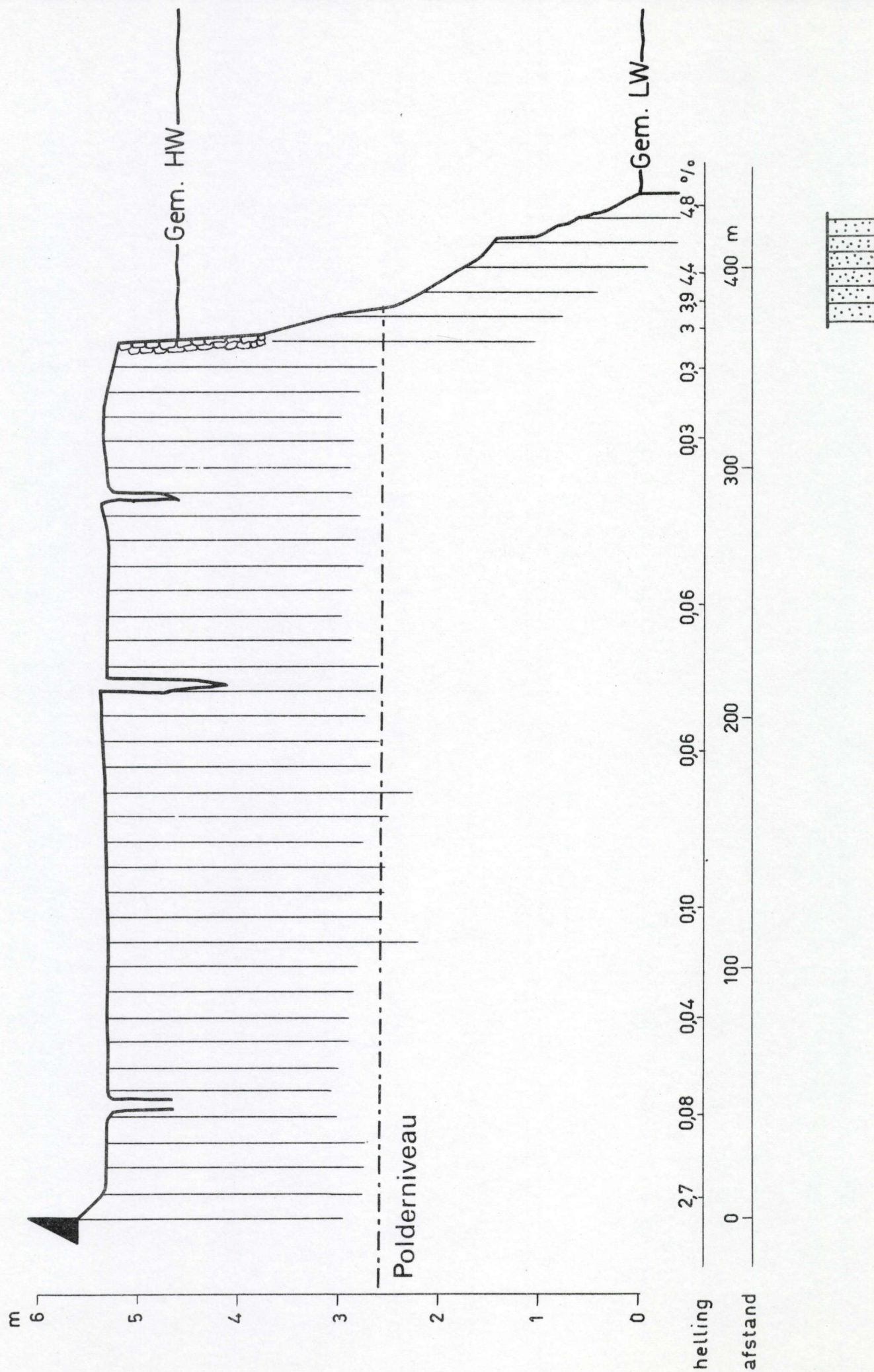




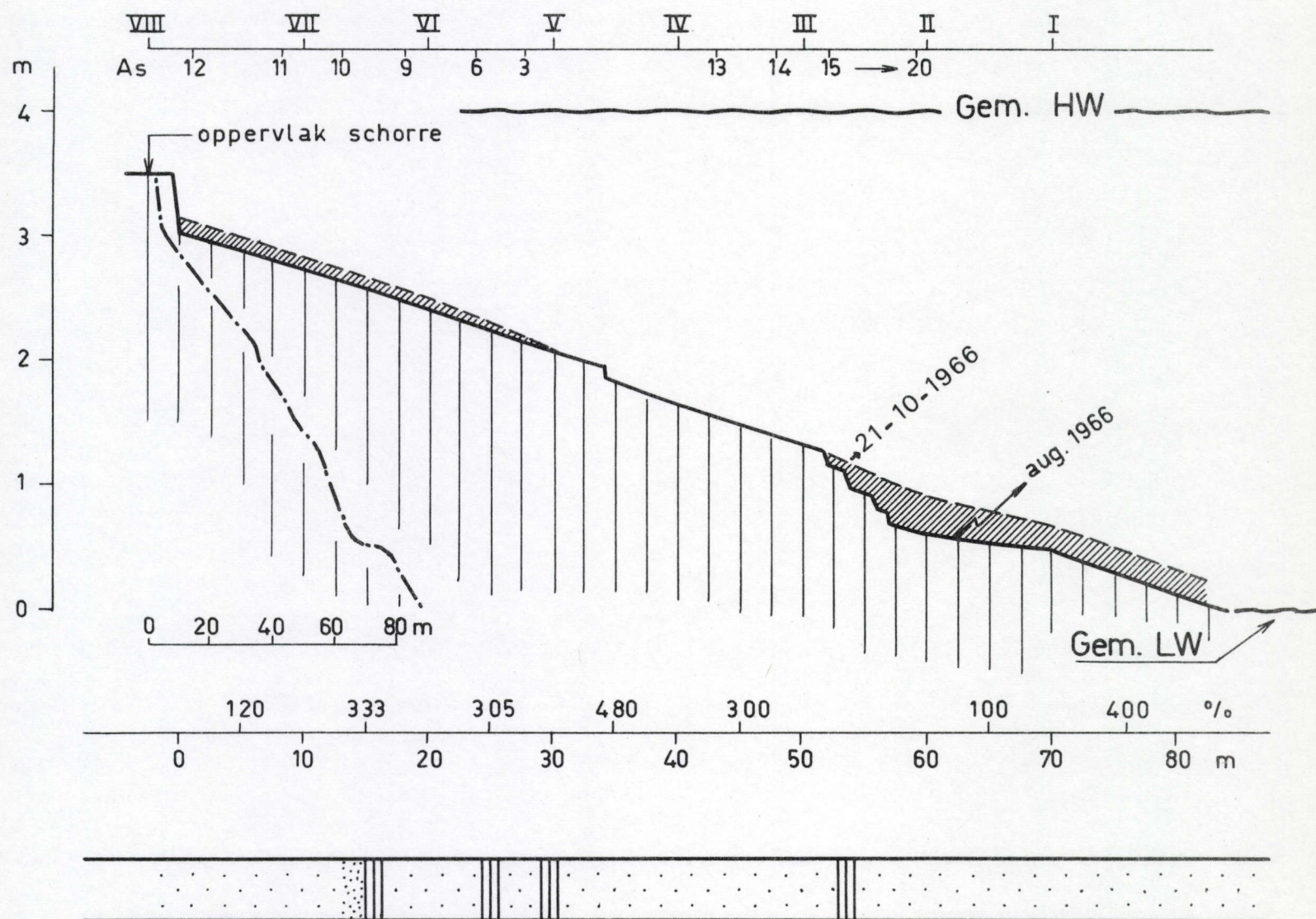
Opname: 20 - 9 - 1966

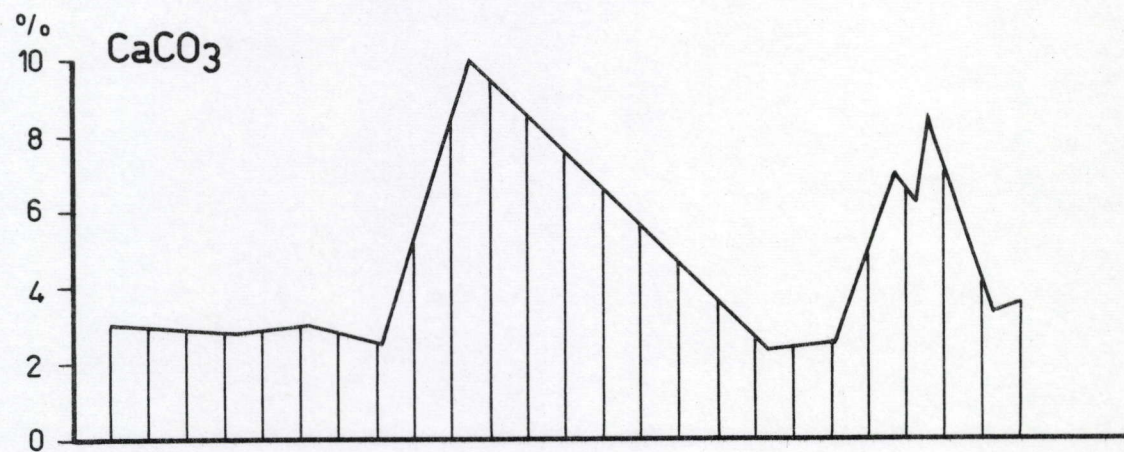
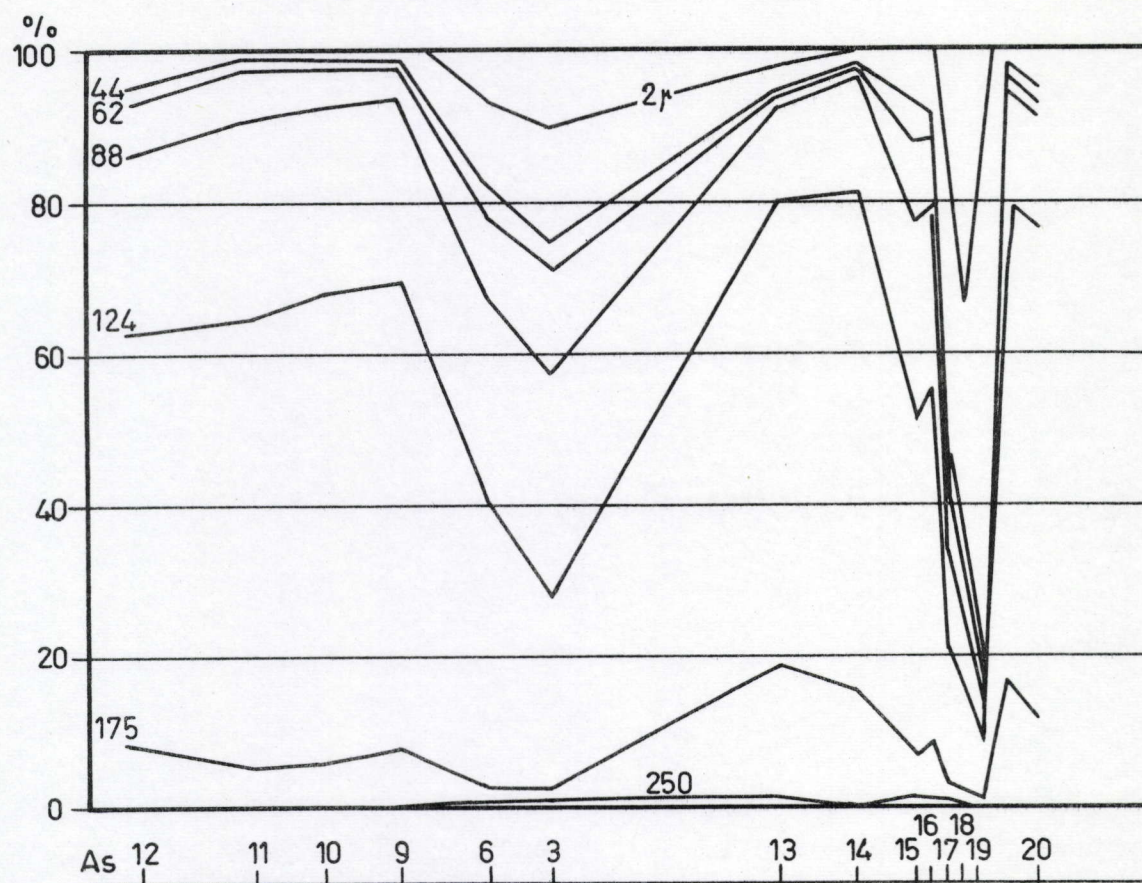


Opname: 30 - 8 - 1966

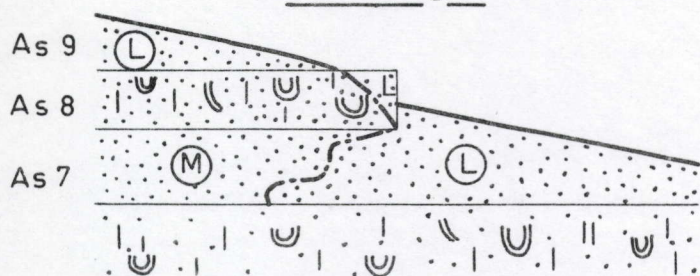


21-10-1966

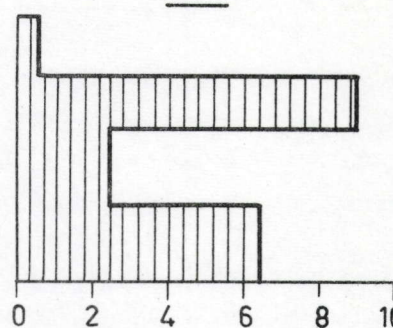




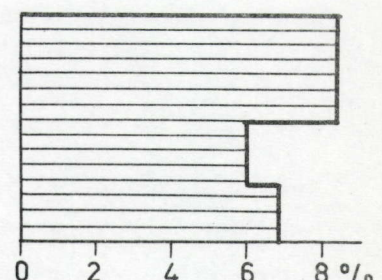
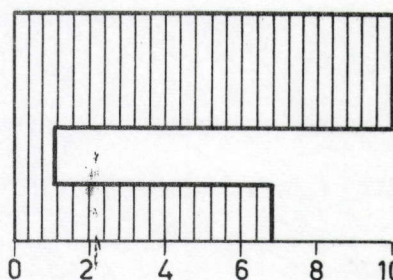
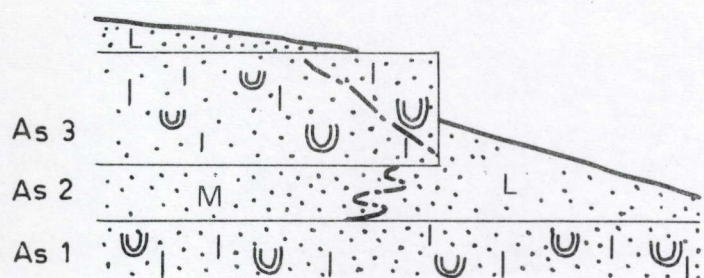
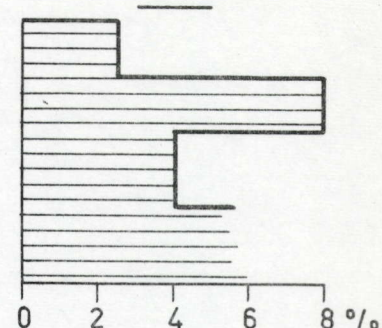
Lithologie



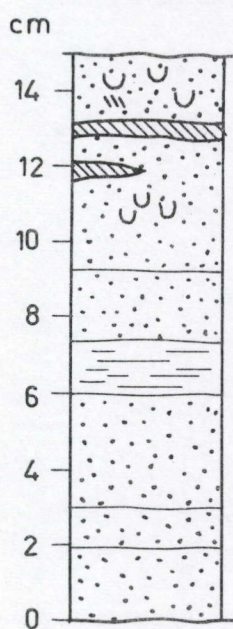
Klei



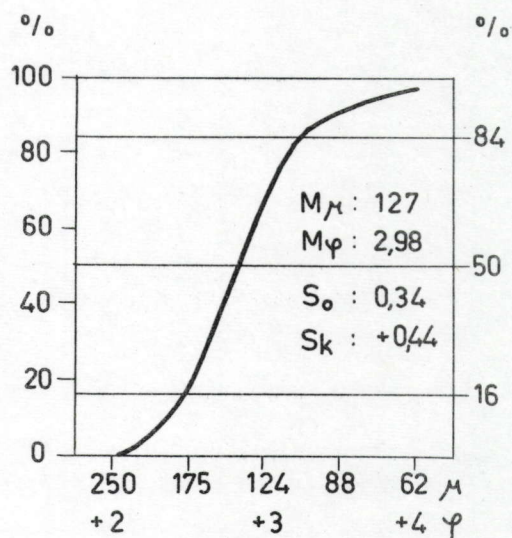
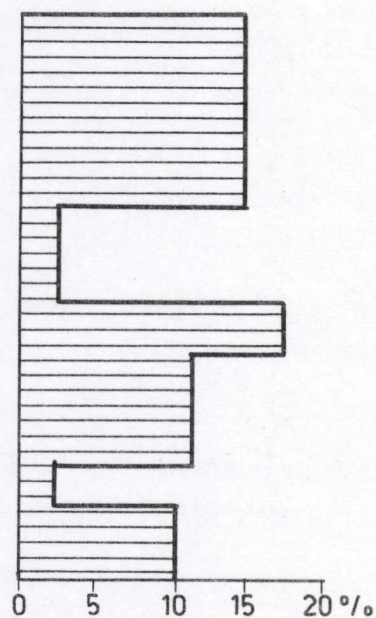
Kalk



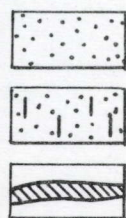
Lithologie



Glaucaniet



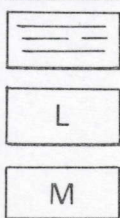
LEGENDE



zand

kleihoudend zand

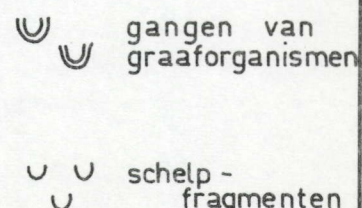
humuslaagje



gelaagd sediment

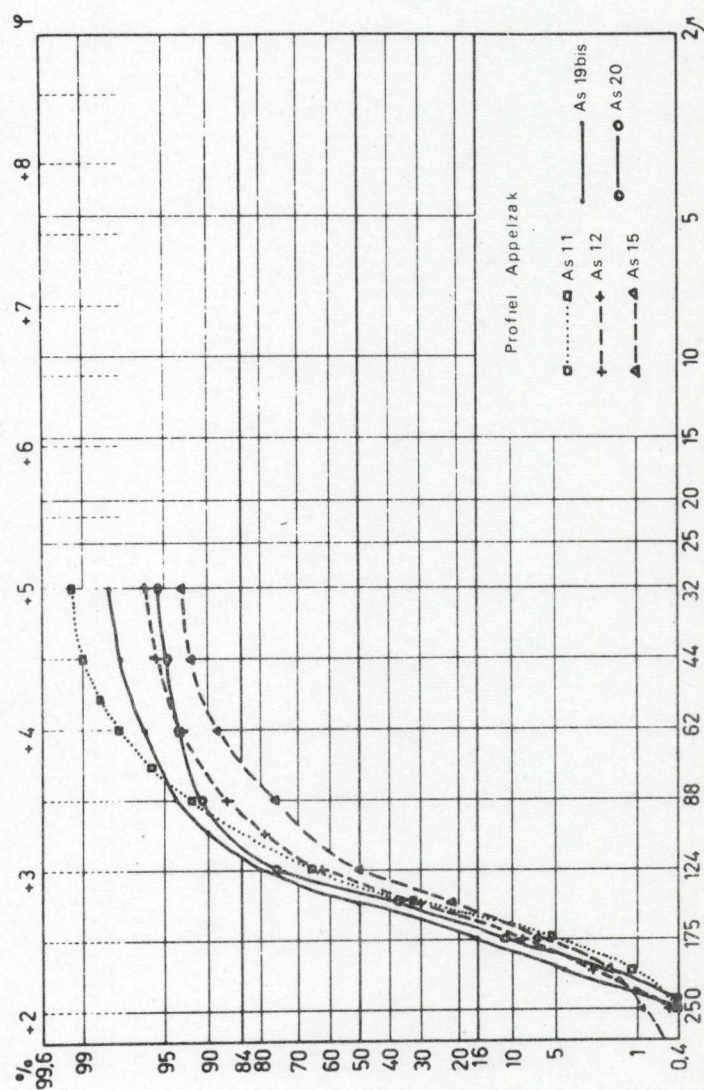
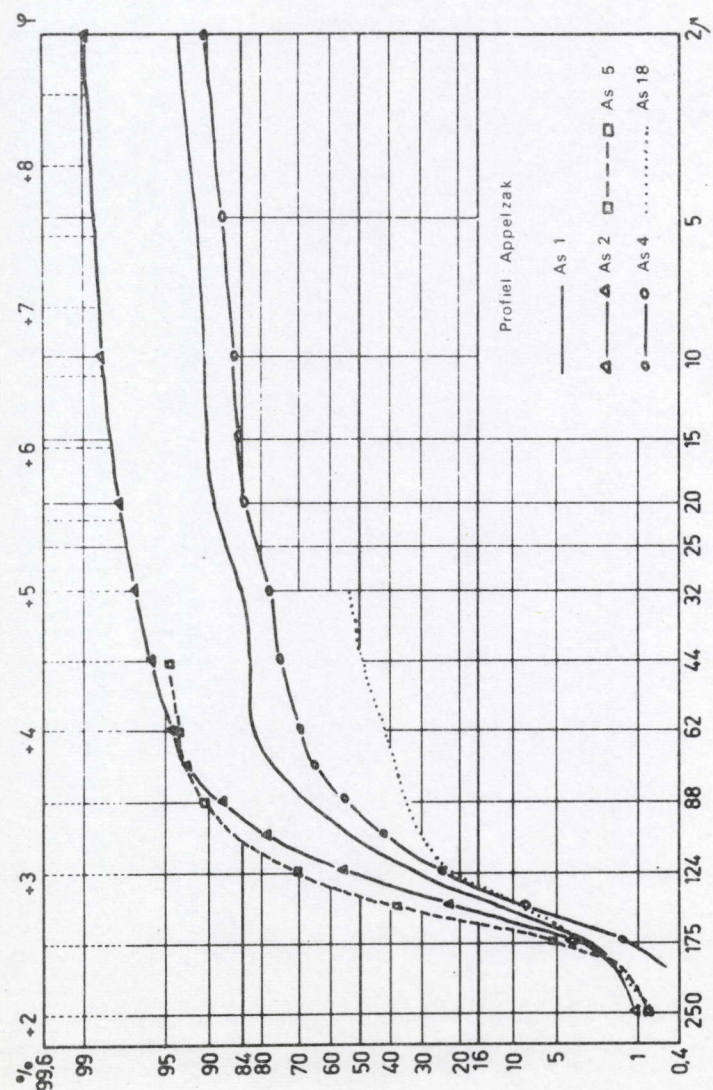
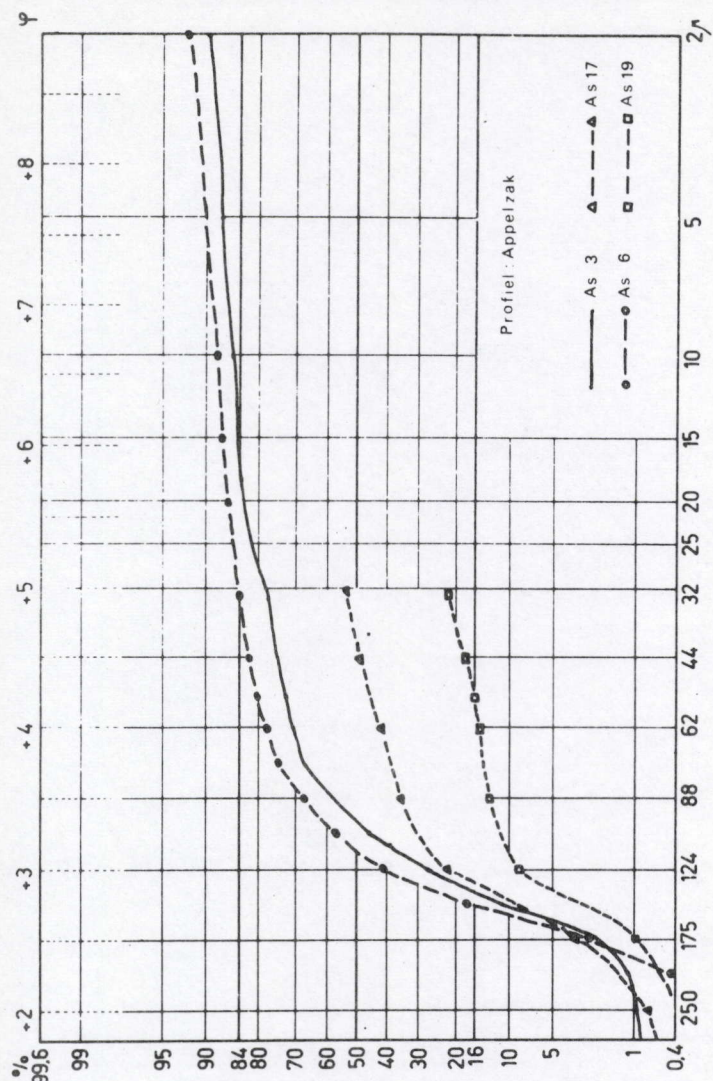
L geoxideerd sediment

M gereduceerd sediment



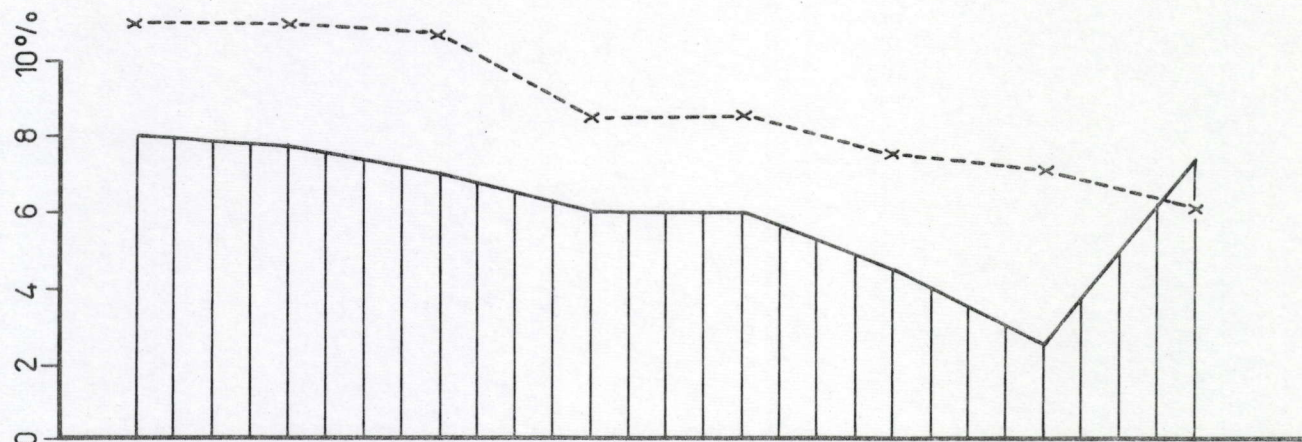
gangen van graaforganismen

schelp - fragmenten

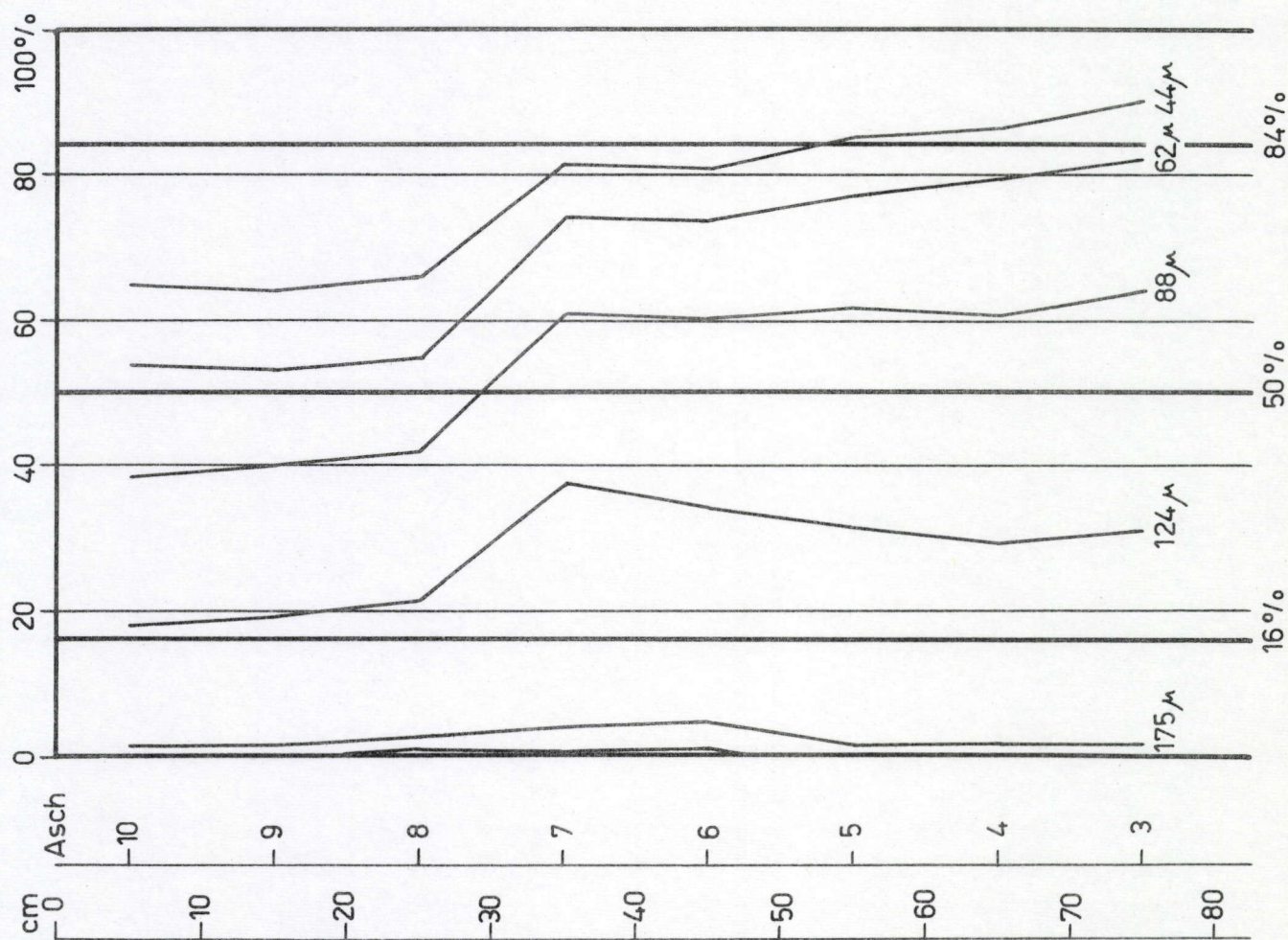


Opname: 16 - 8 - 1966

Kalkgehalte

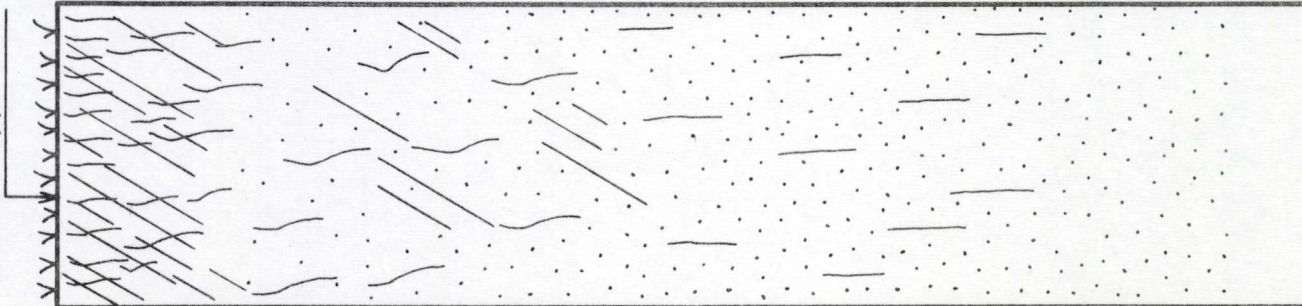


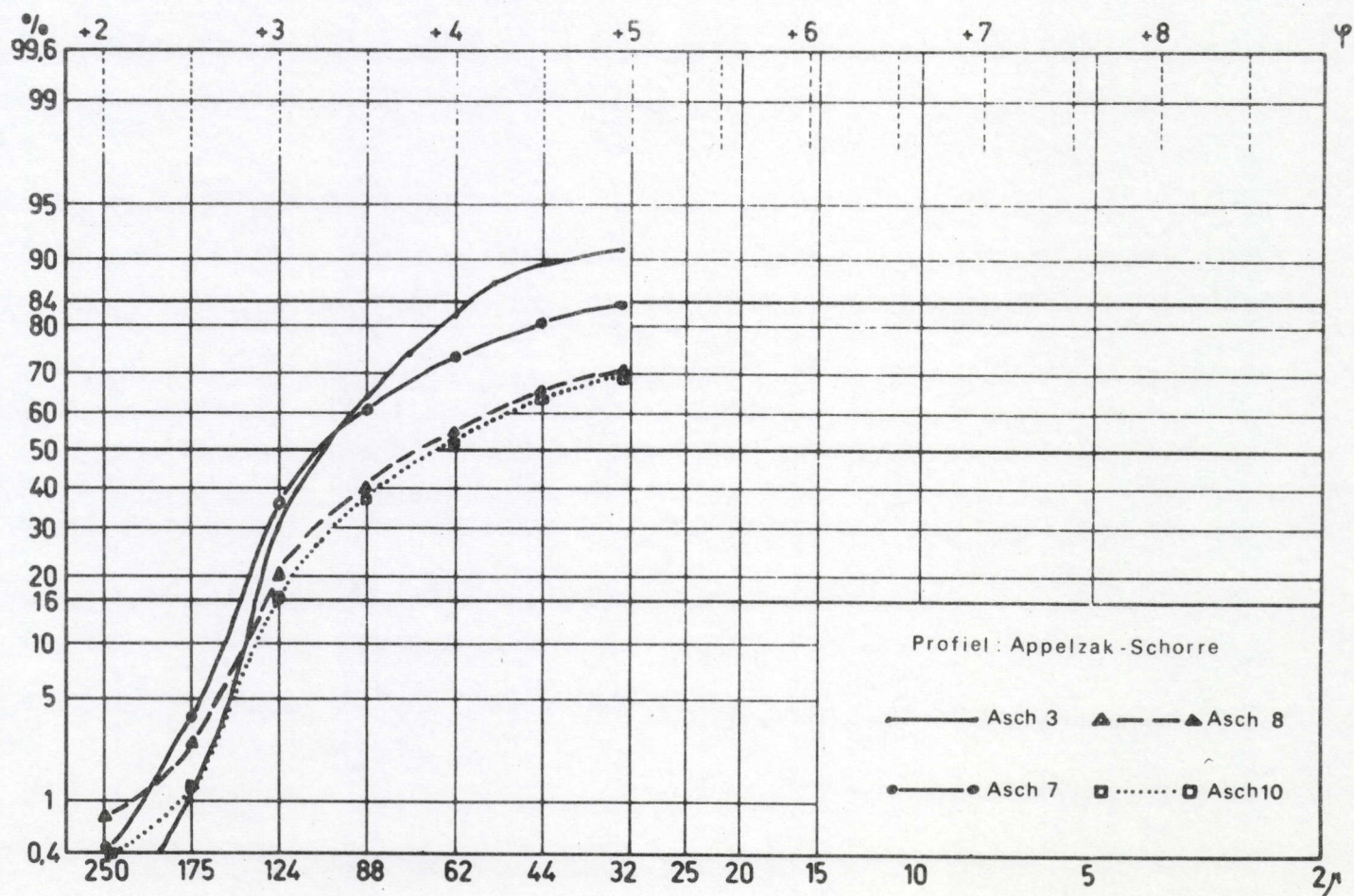
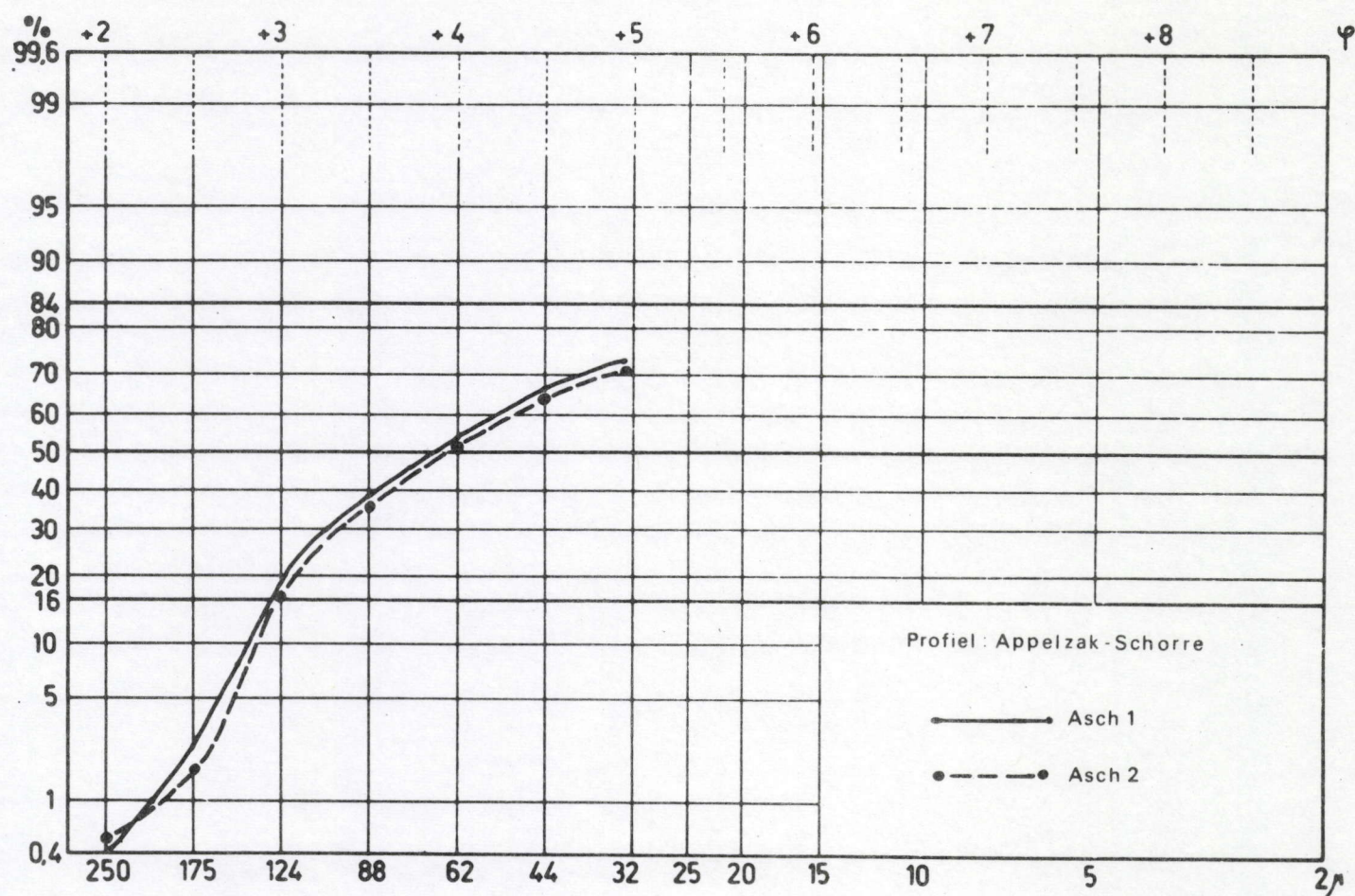
Korrelgrootte



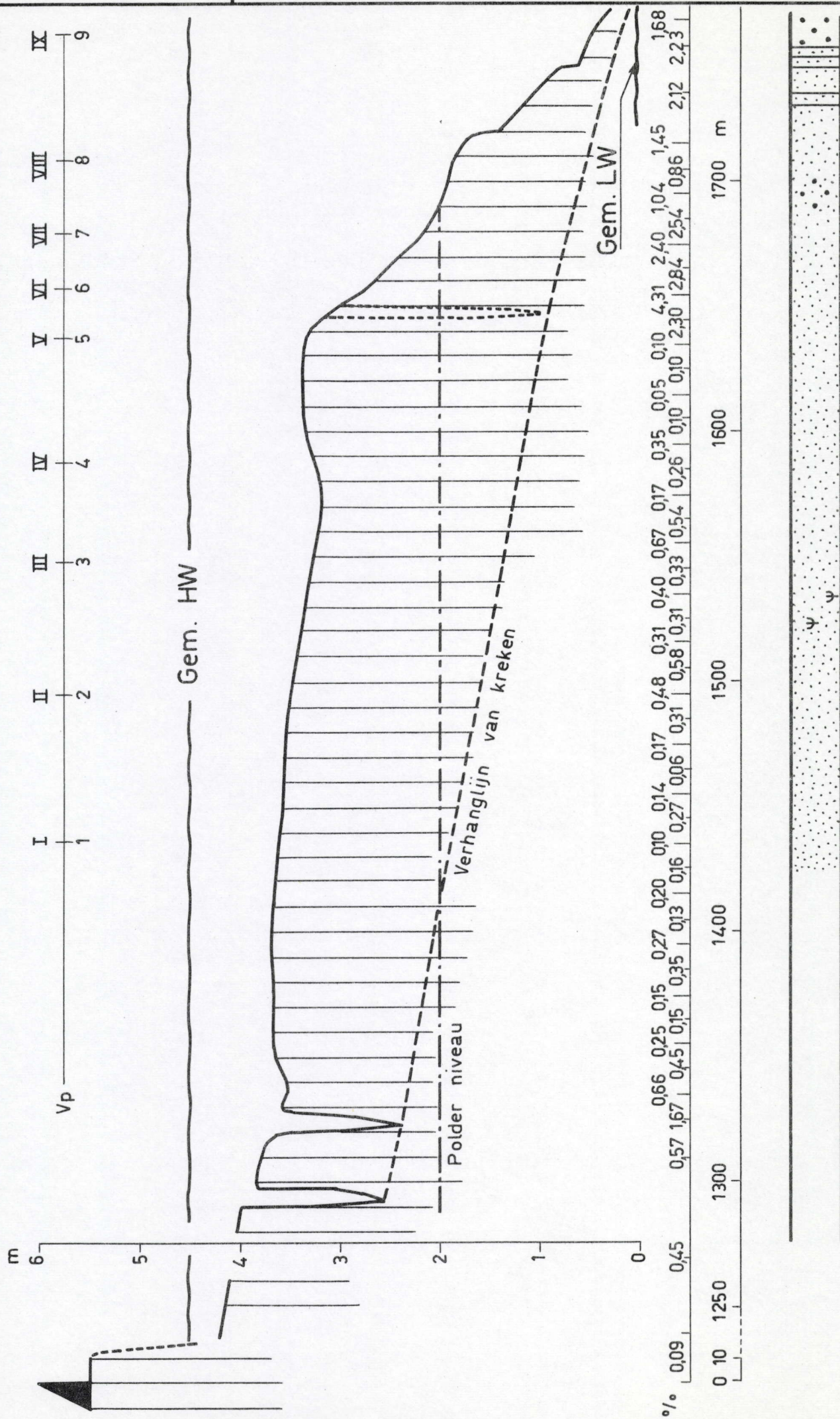
Lithologie

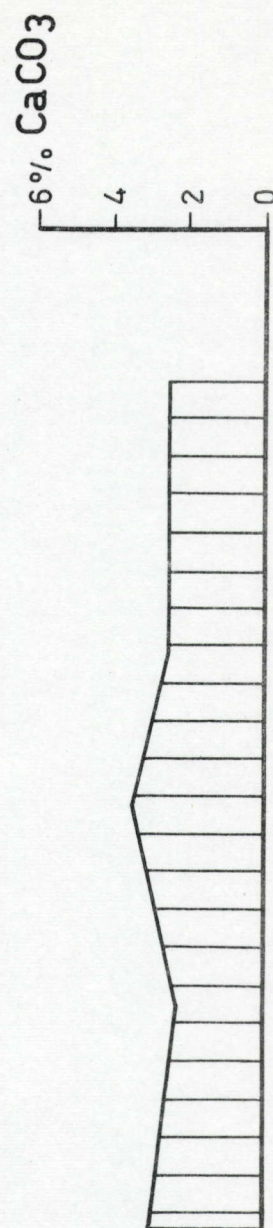
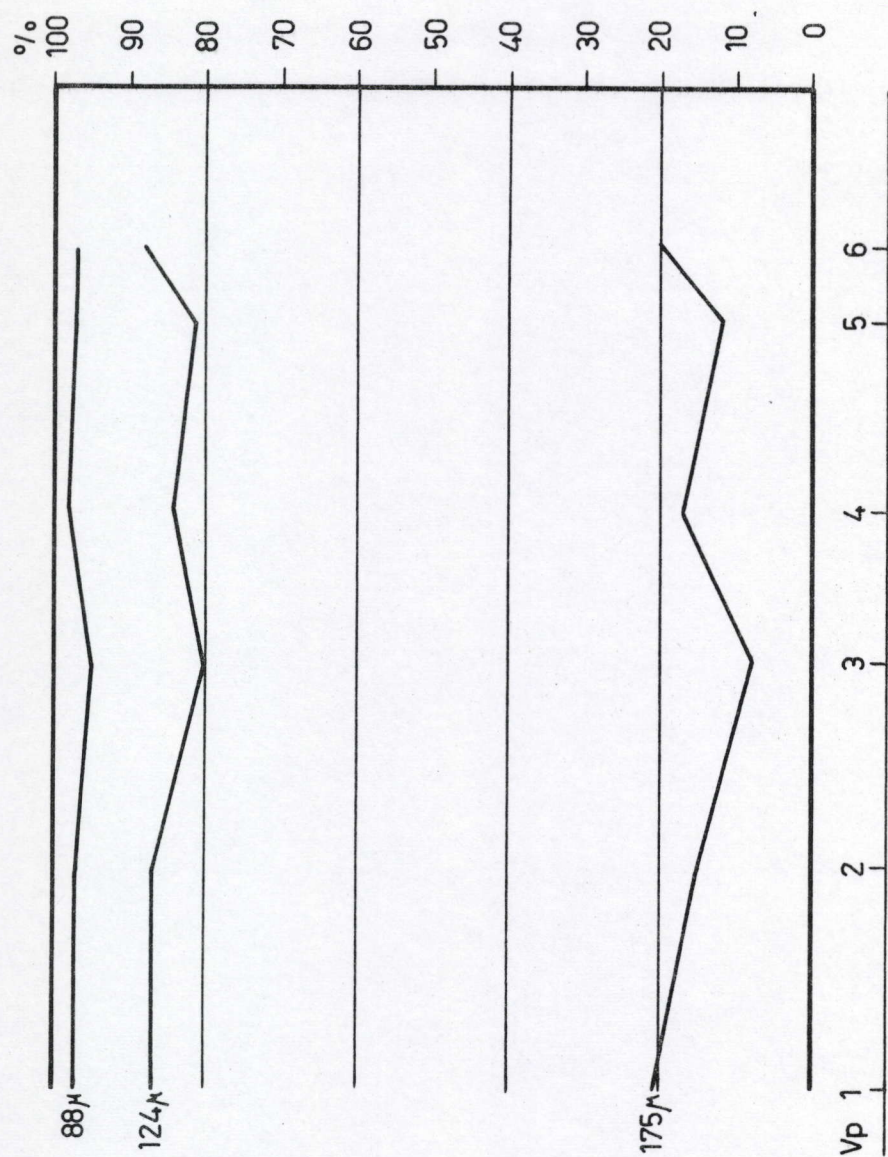
Schorre-oppervlak

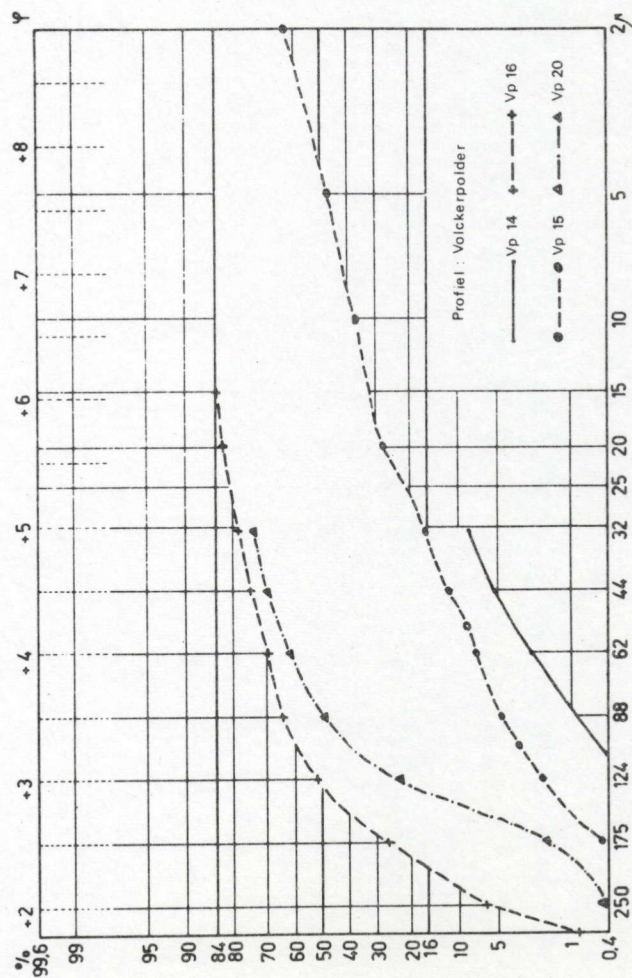
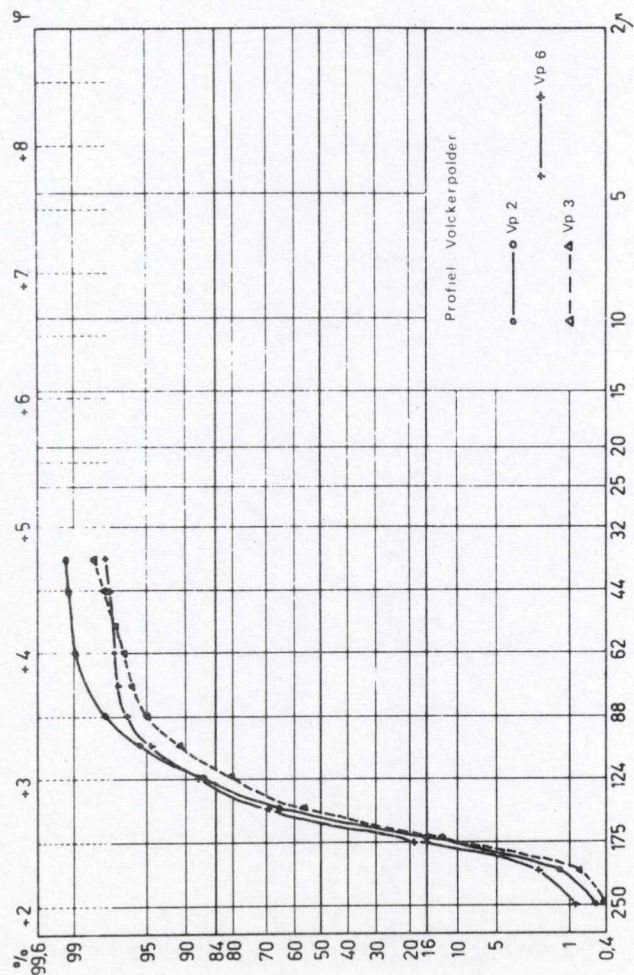
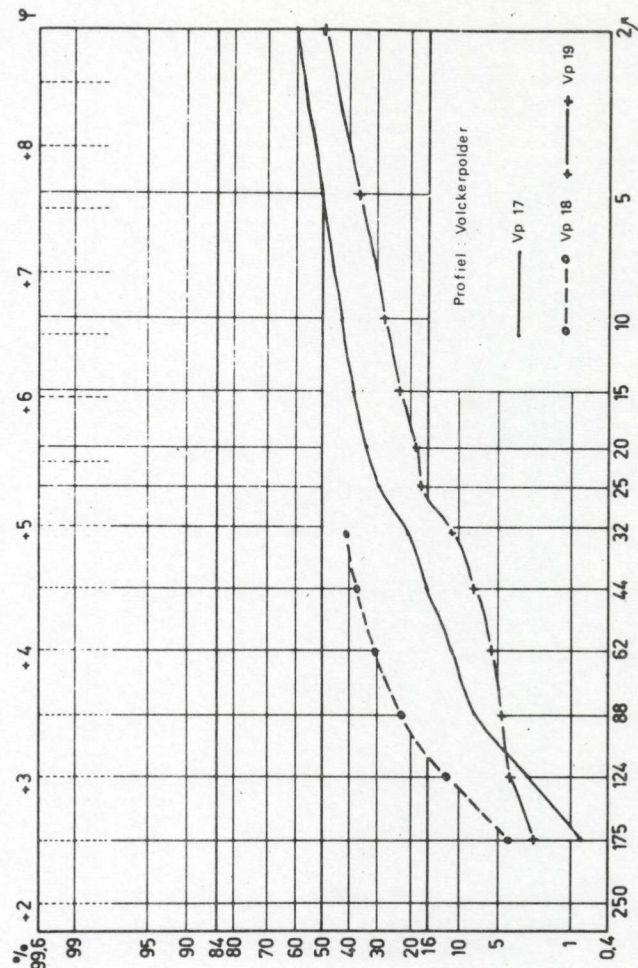
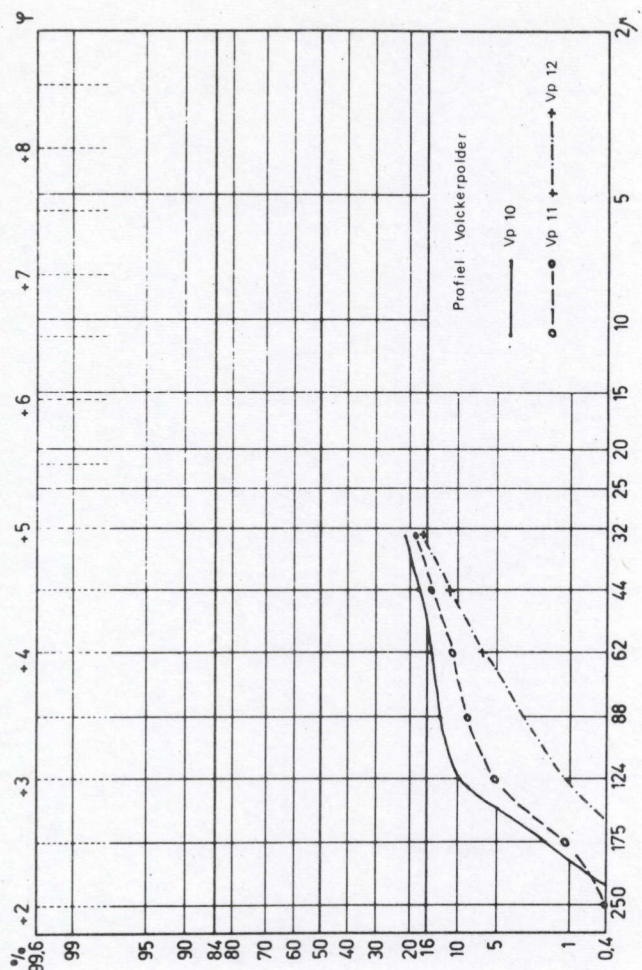


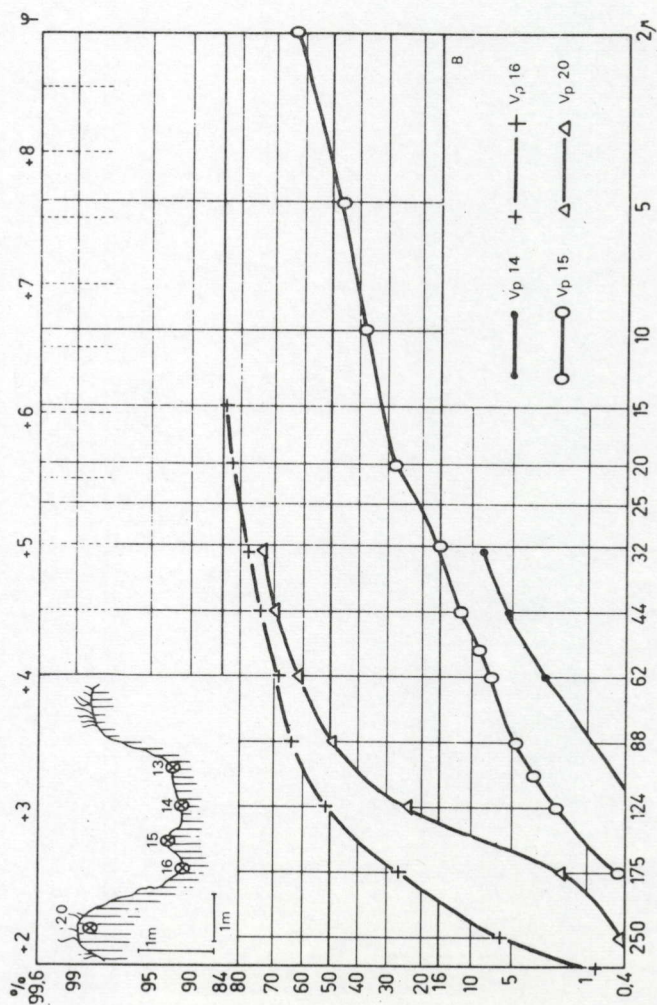
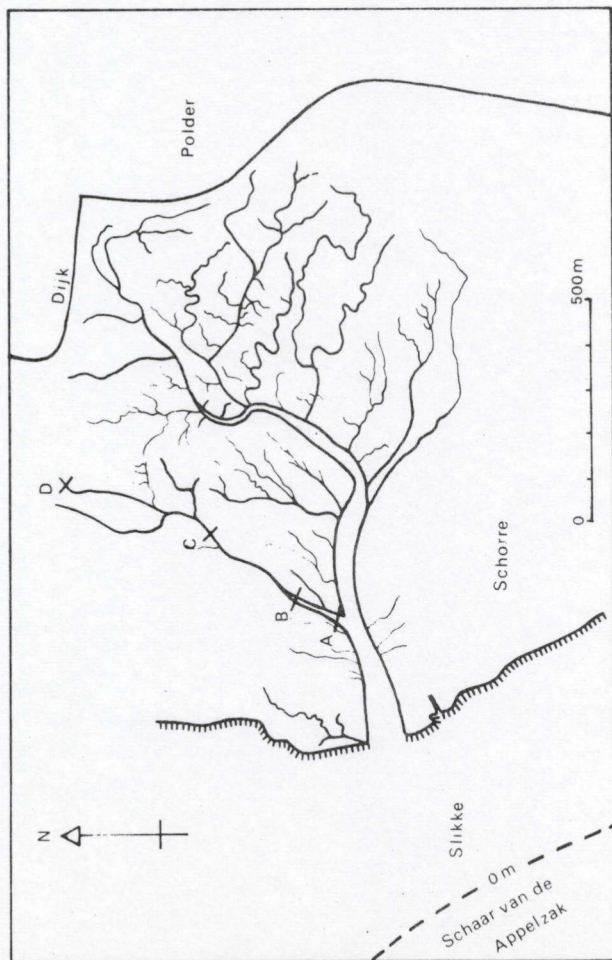
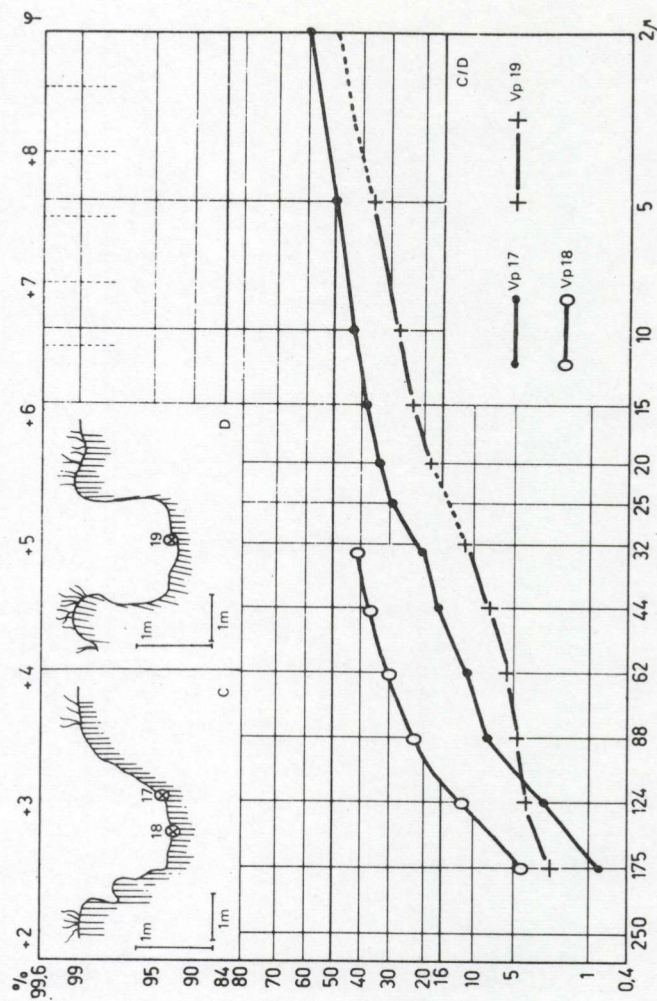
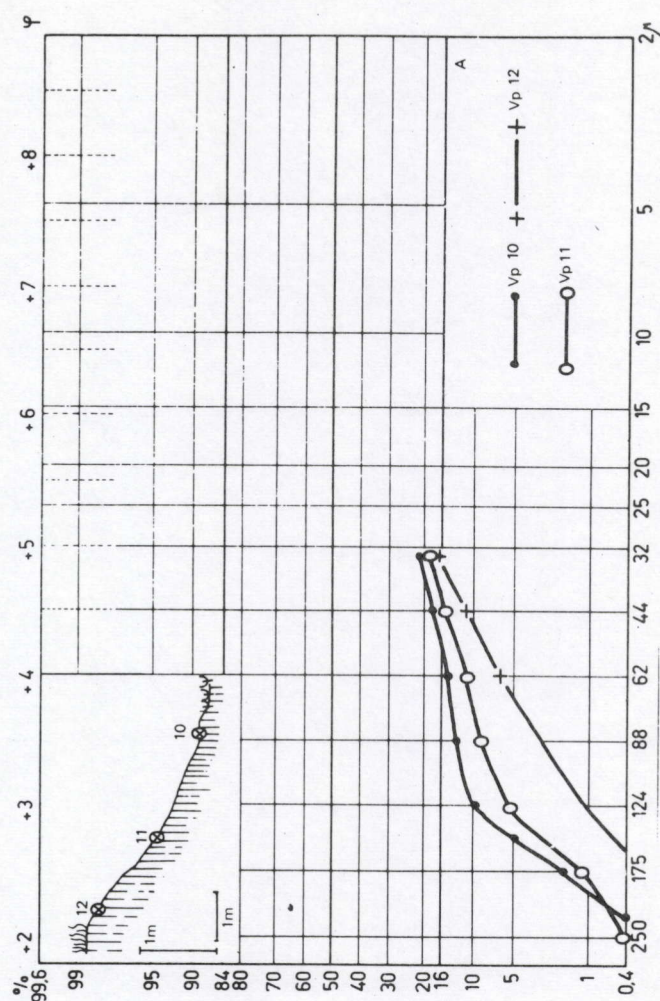


Opname: 21 - 9 - 1966

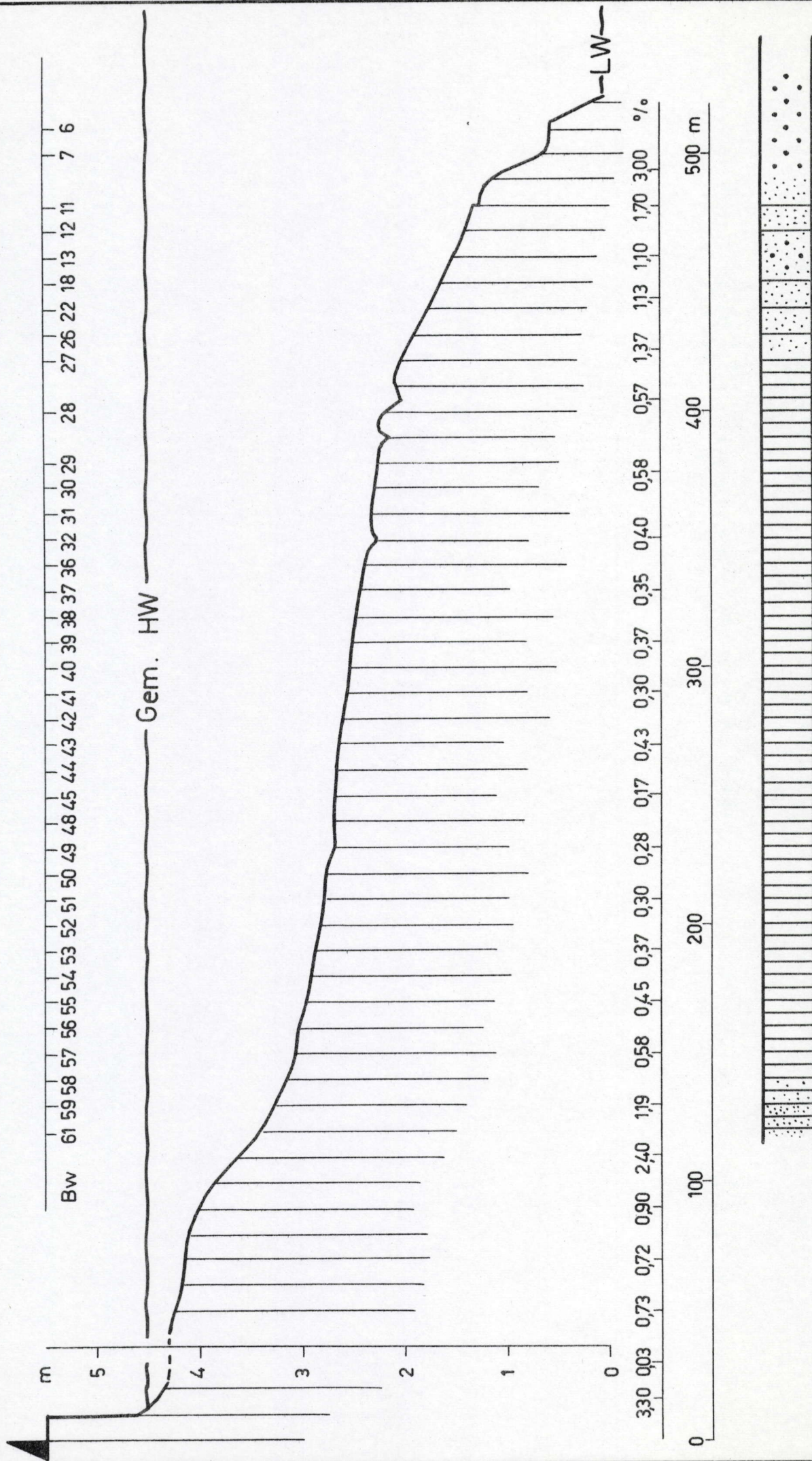


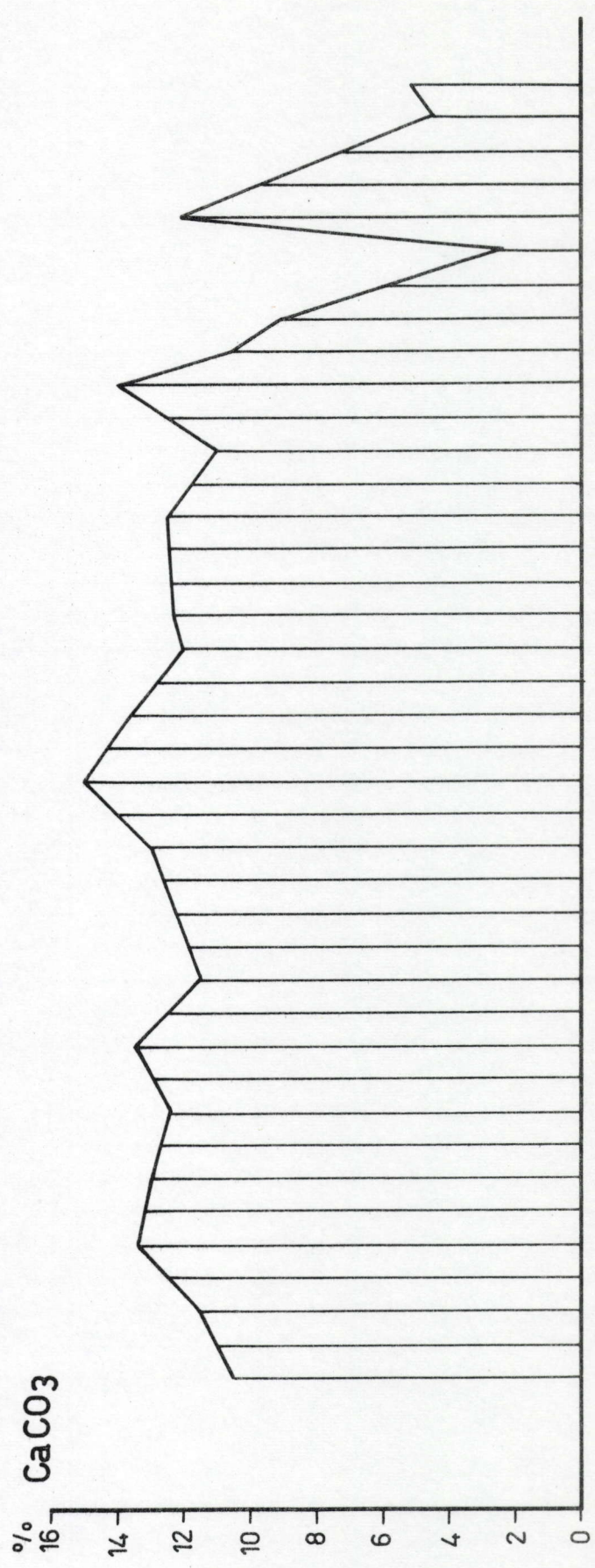
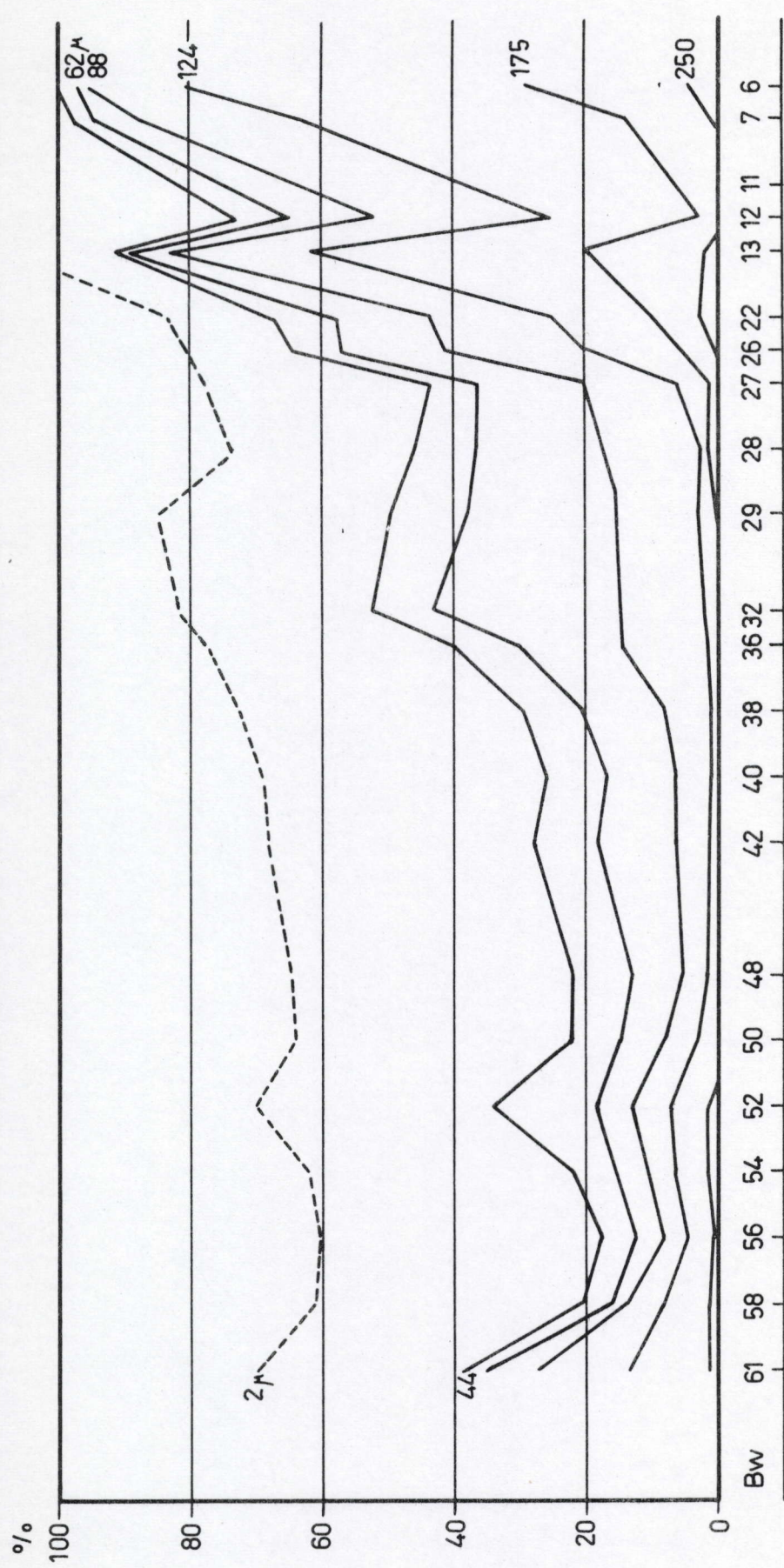


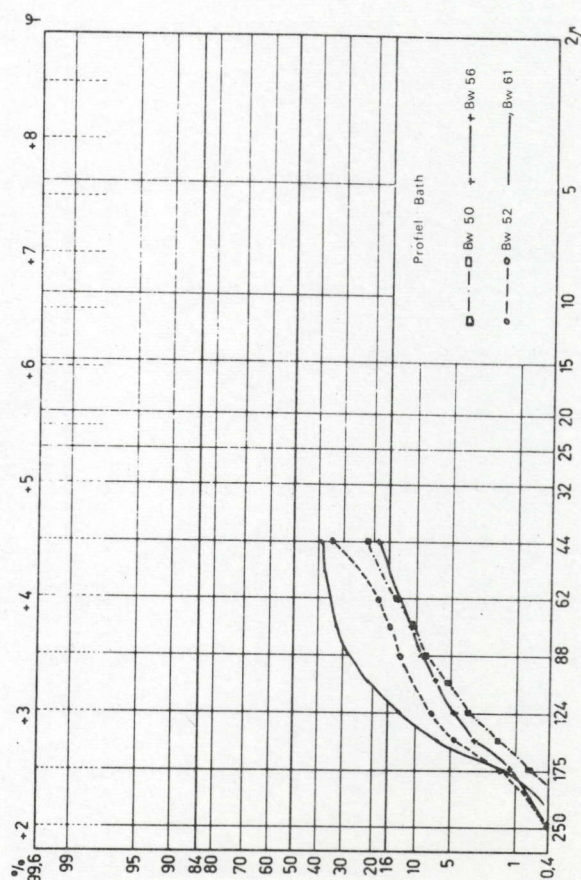
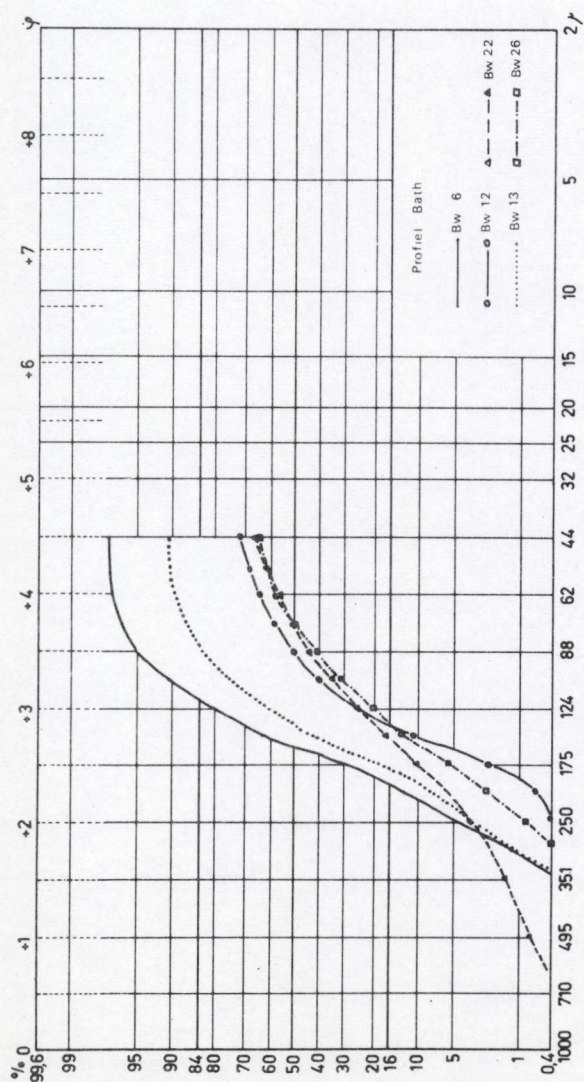
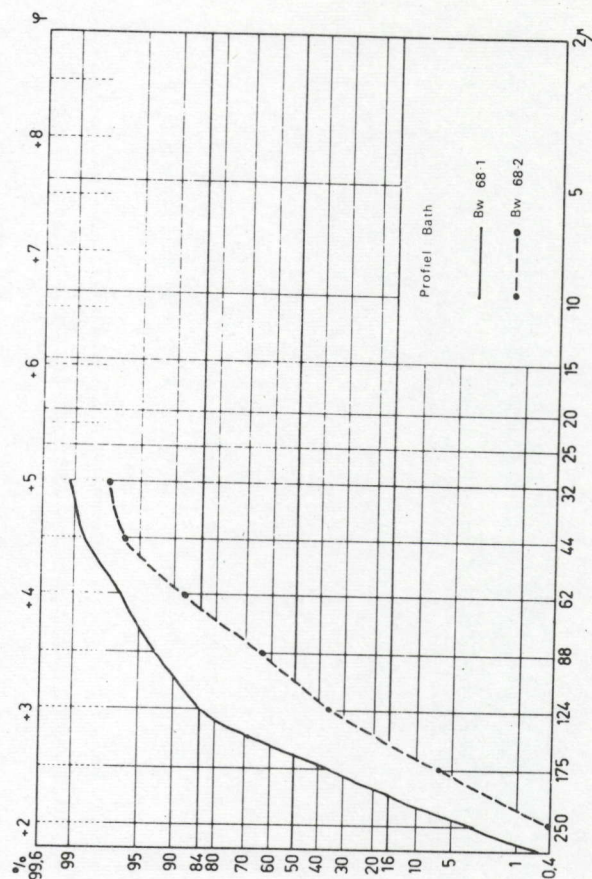
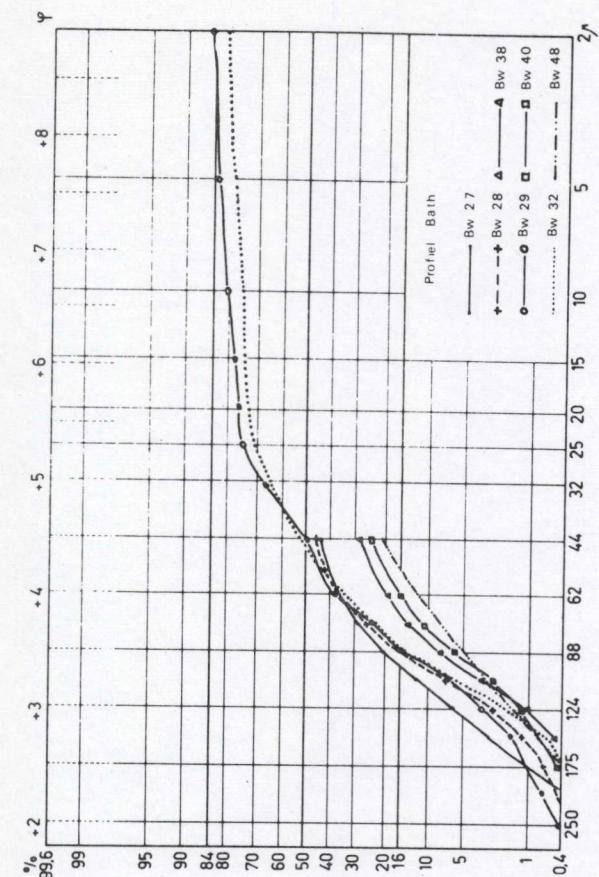




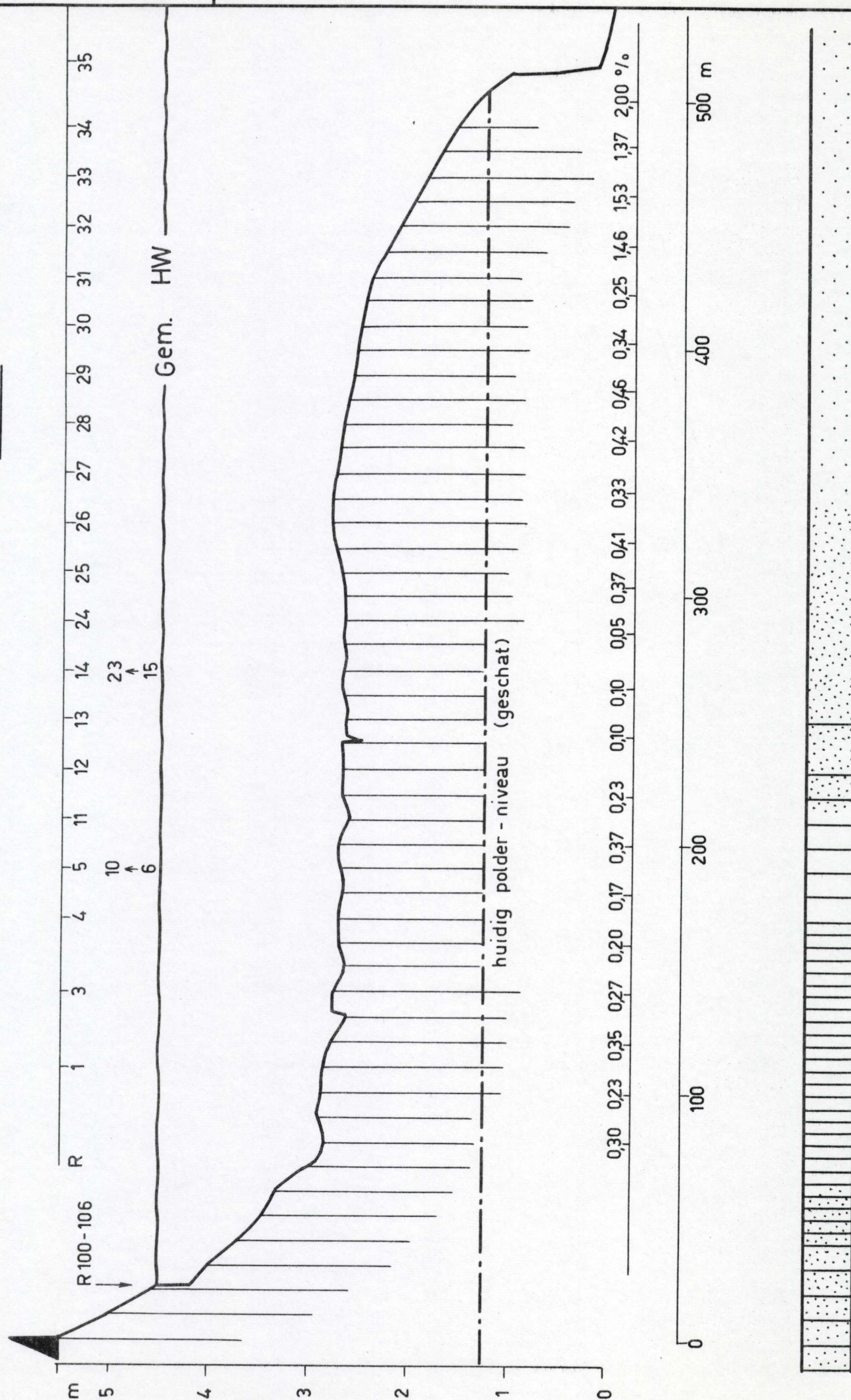
Opname: 19 - 8 - 1966

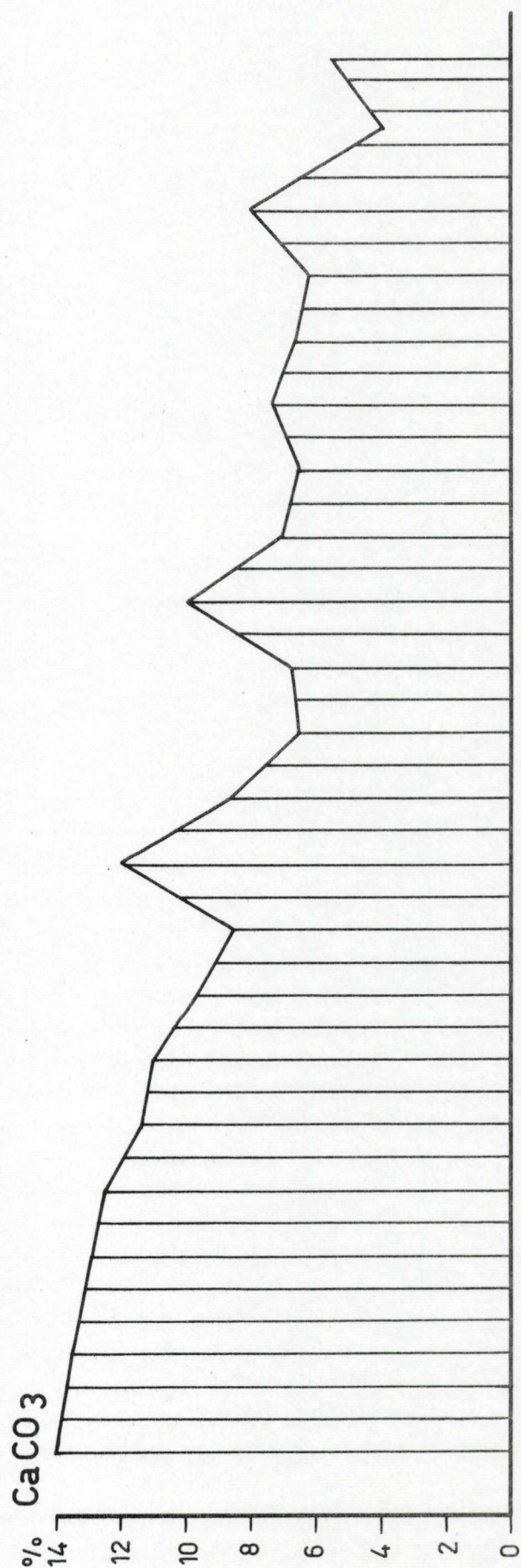
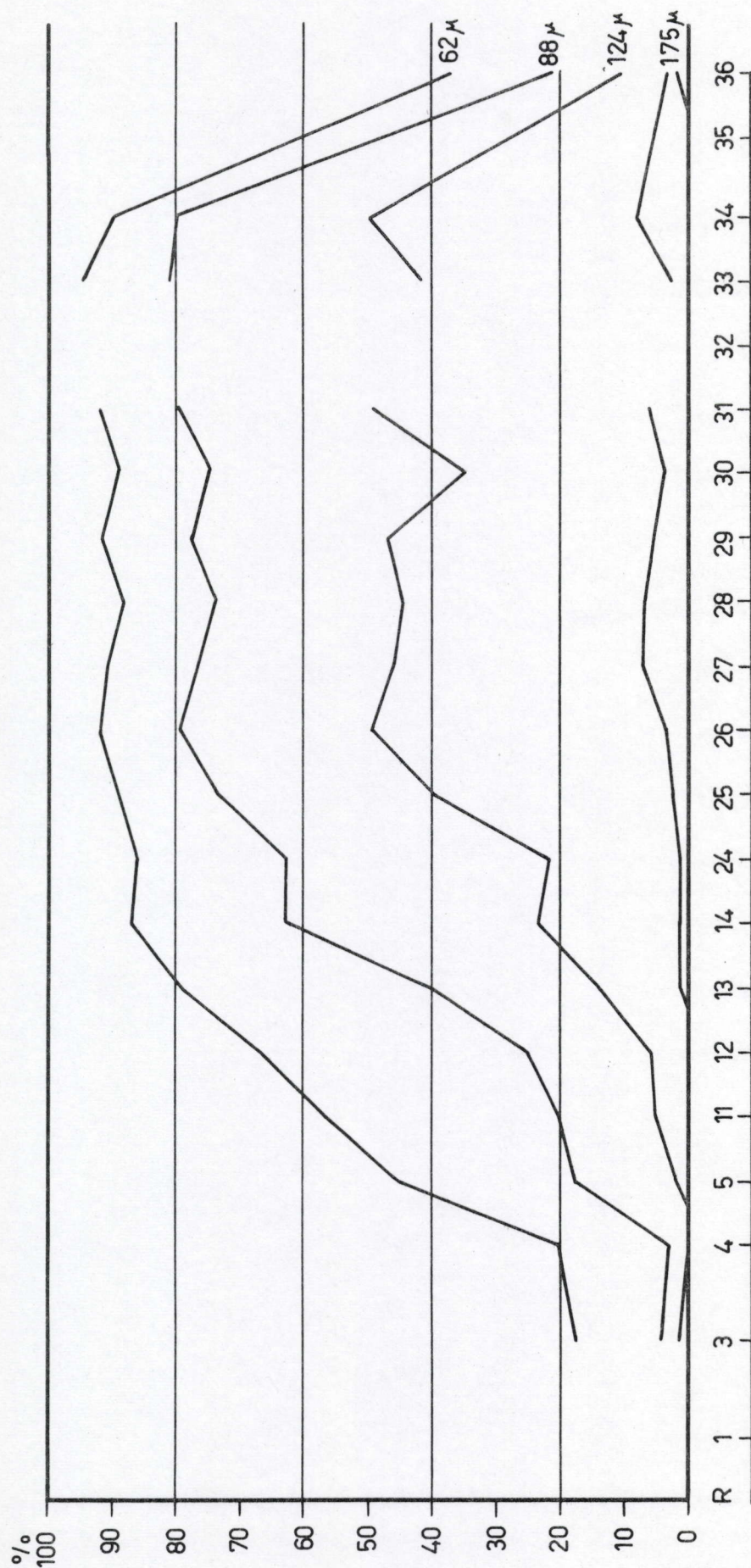




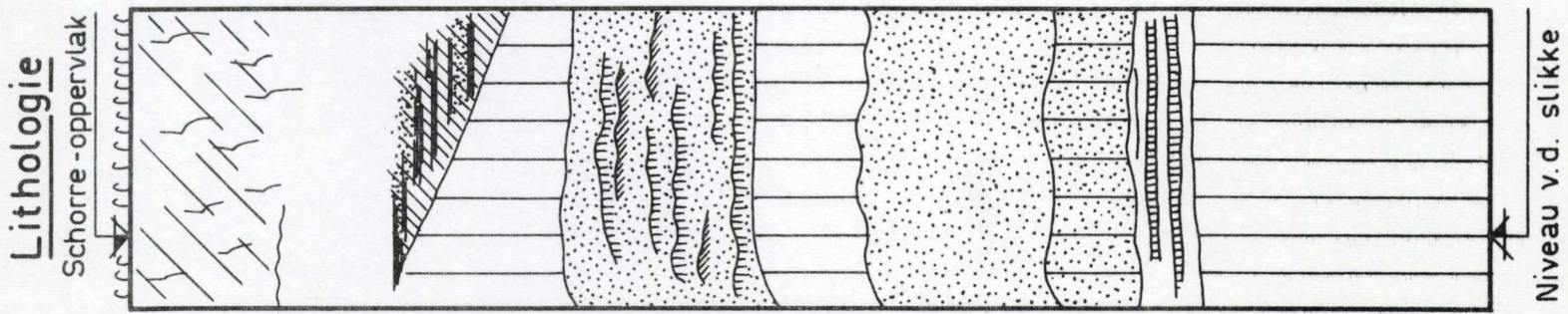
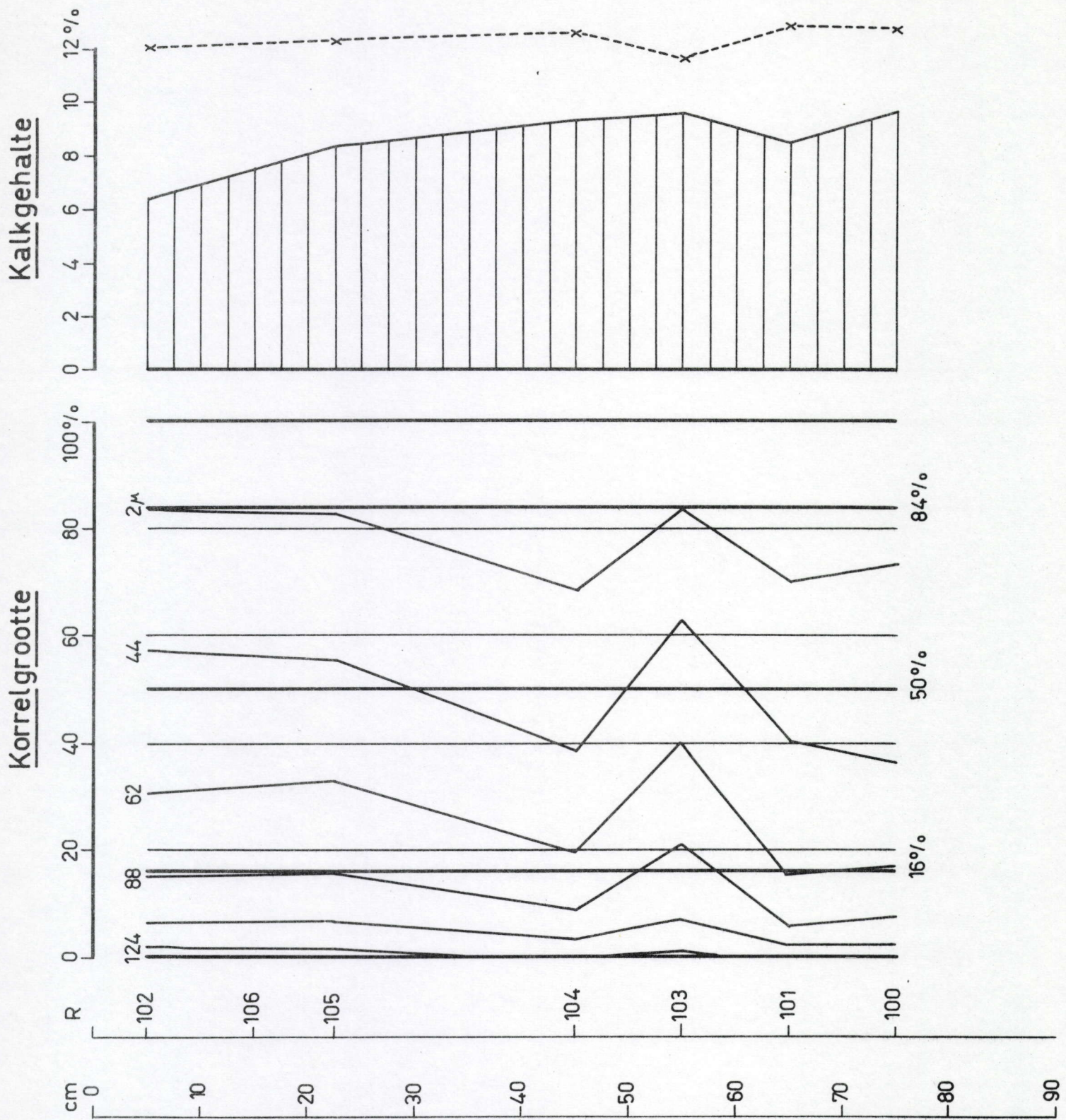


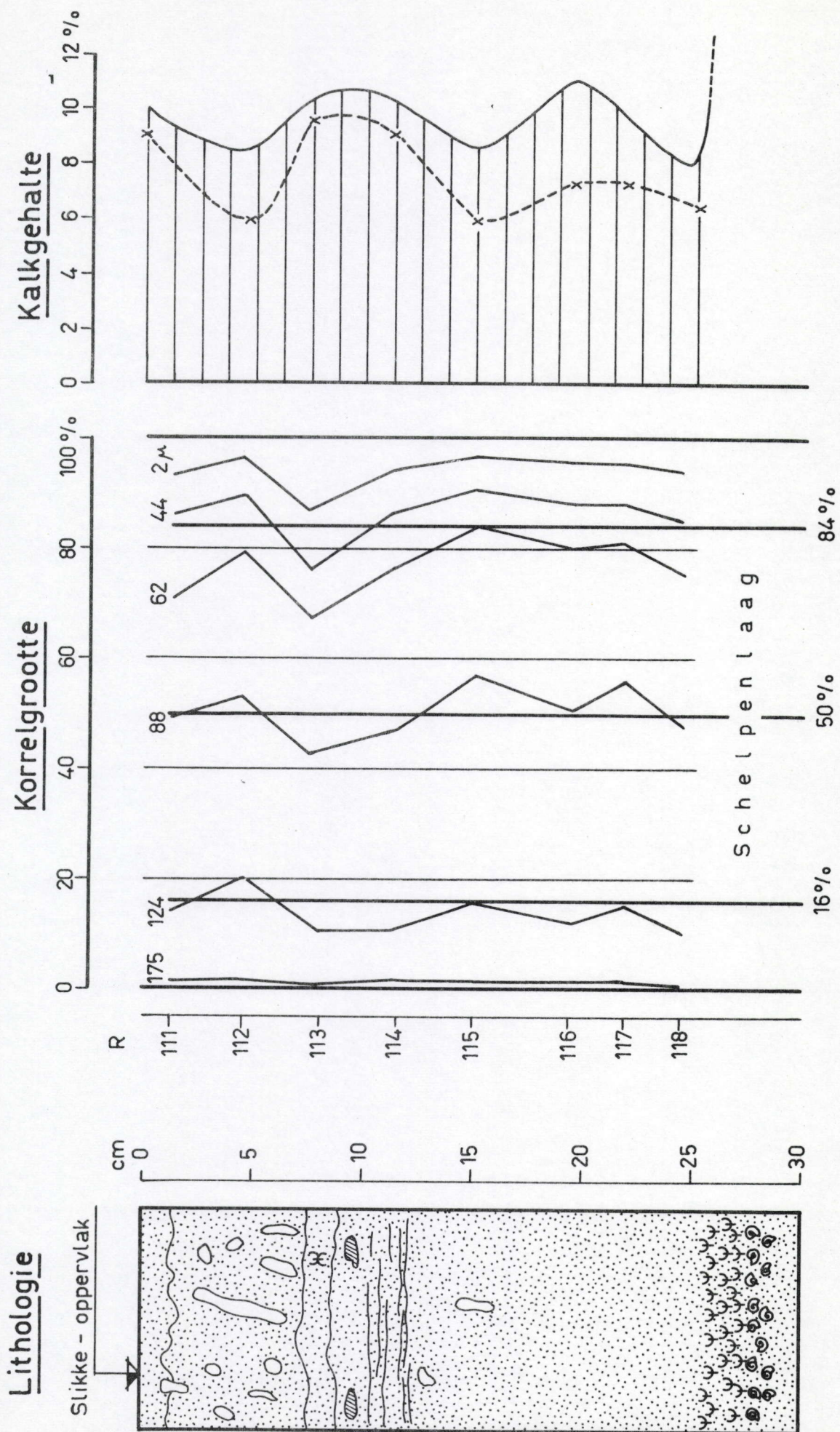
Opname: 25 - 8 - 1966

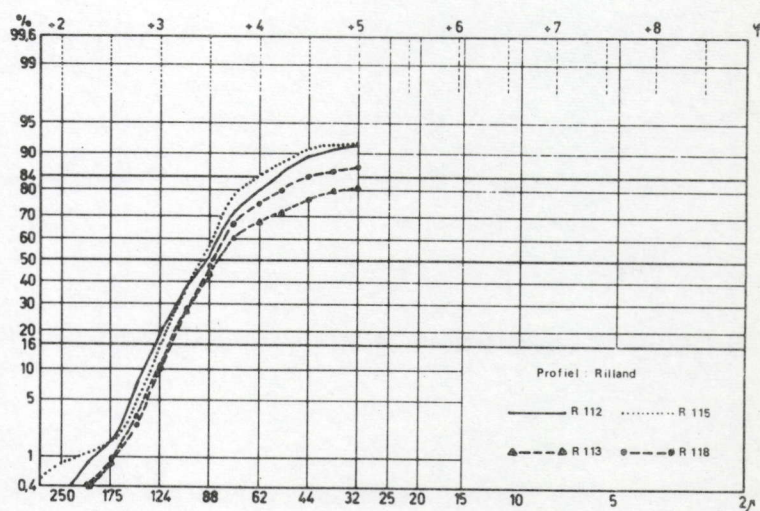
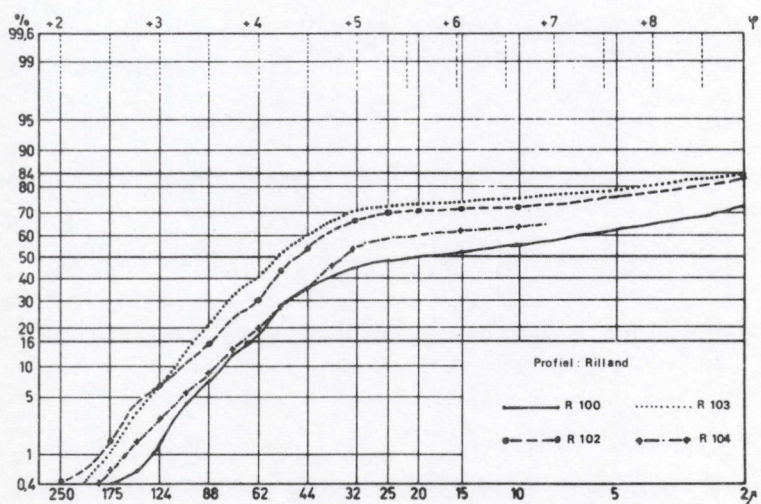
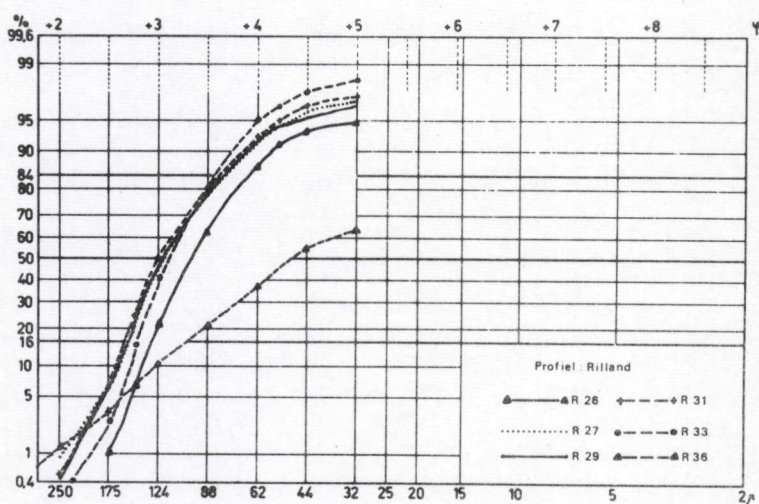
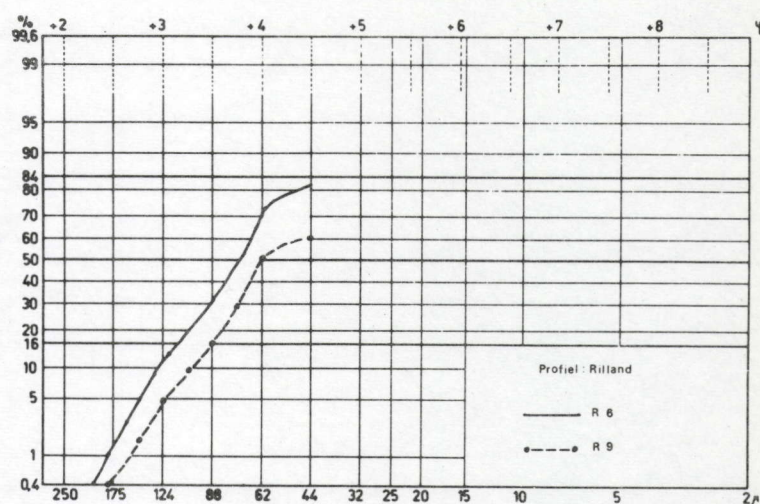
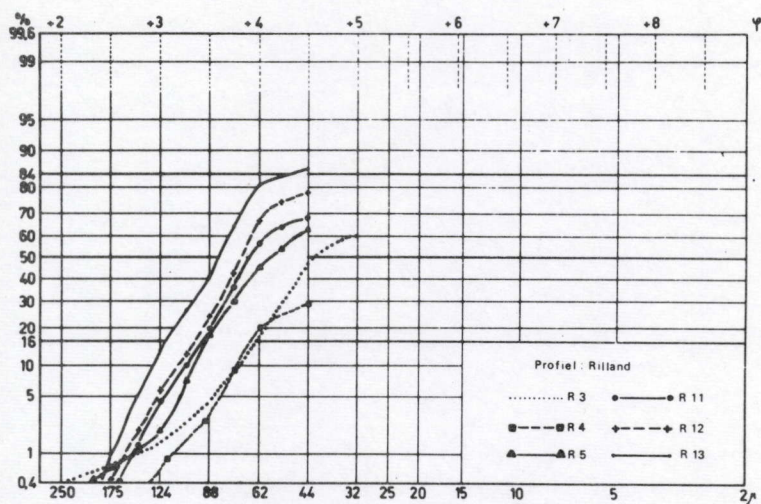


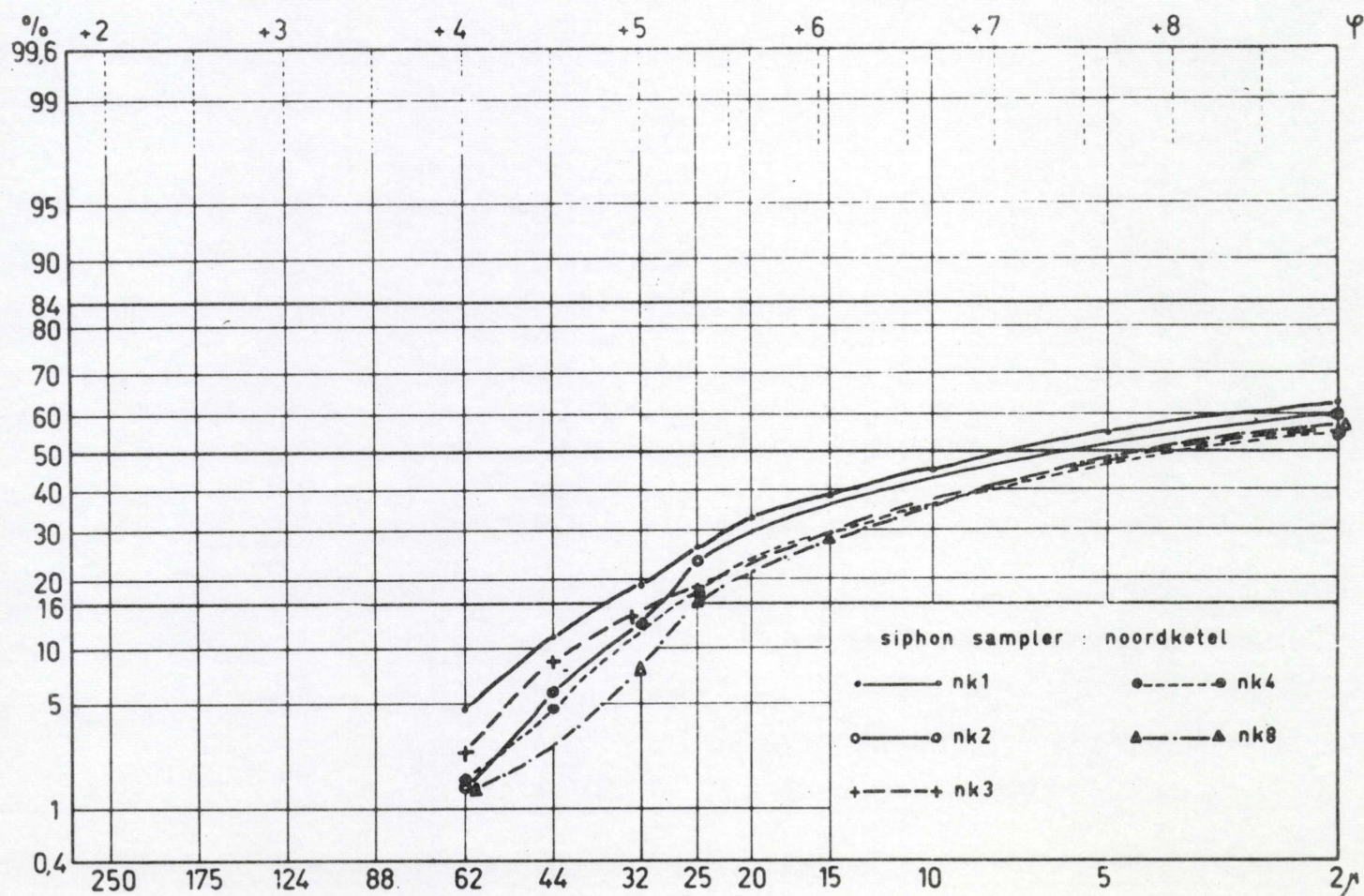
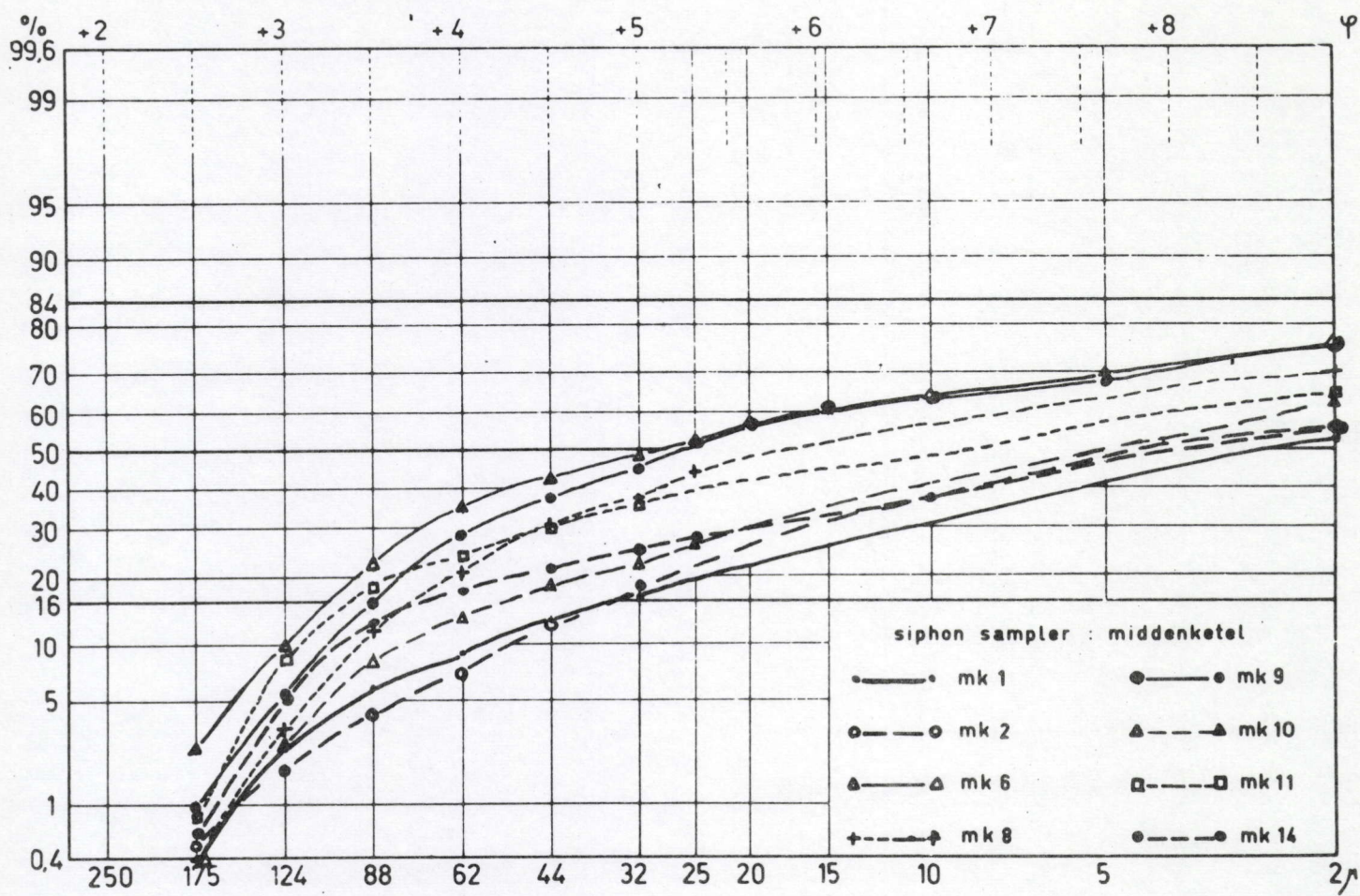


Opname: mei 1968

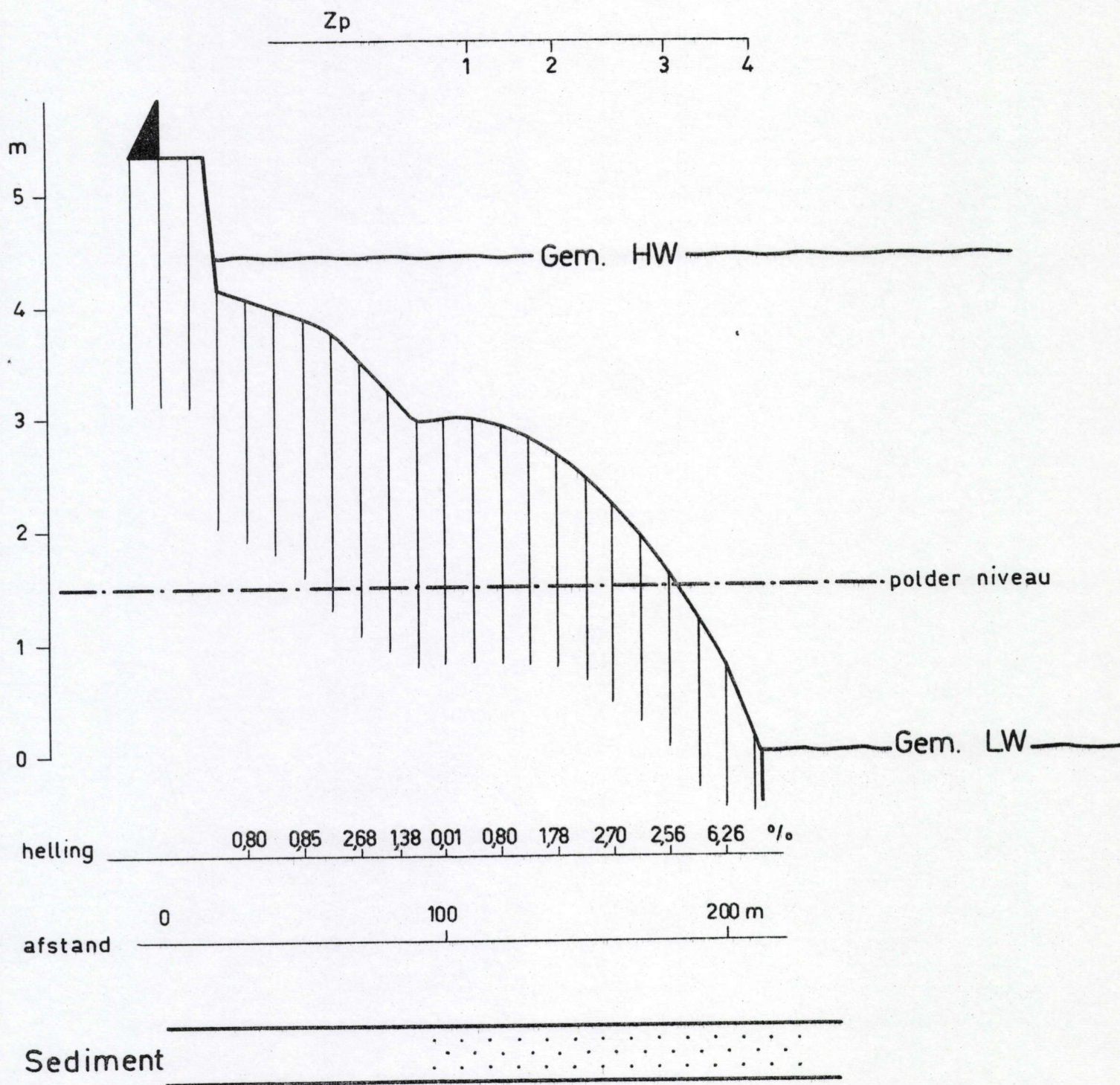


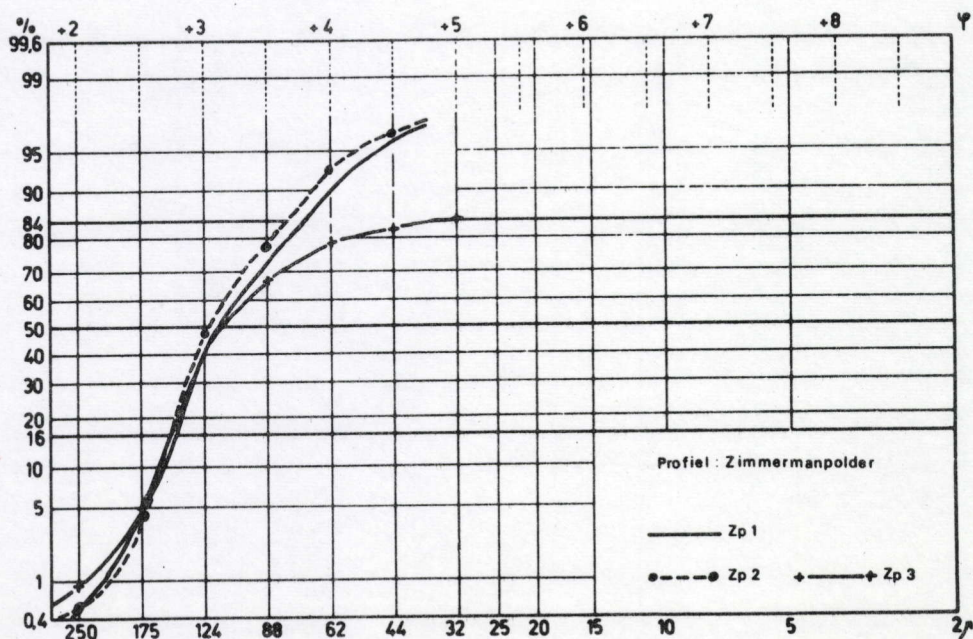
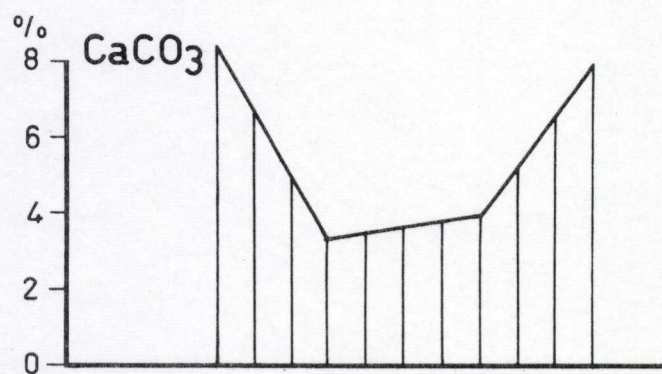
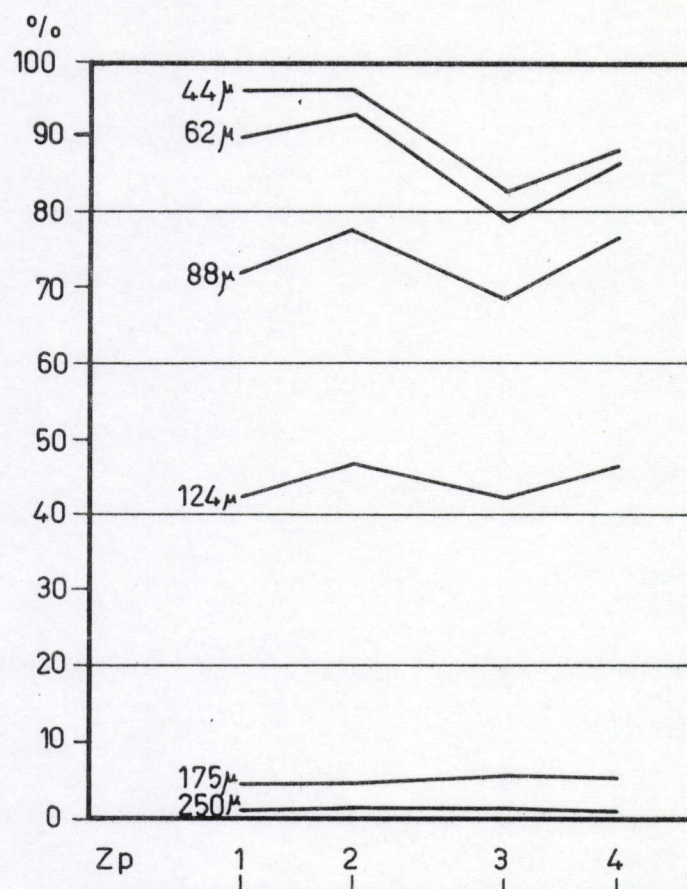


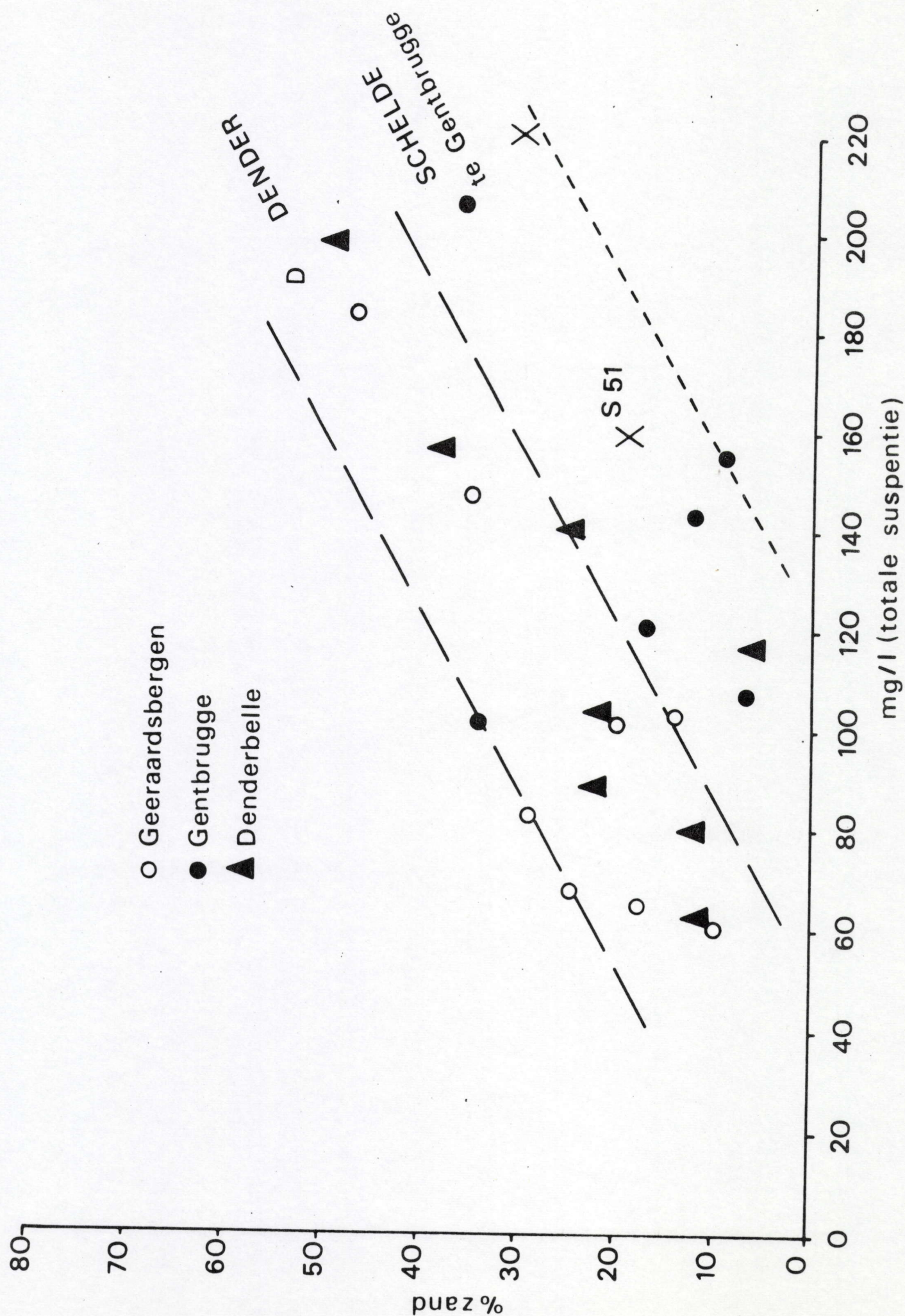


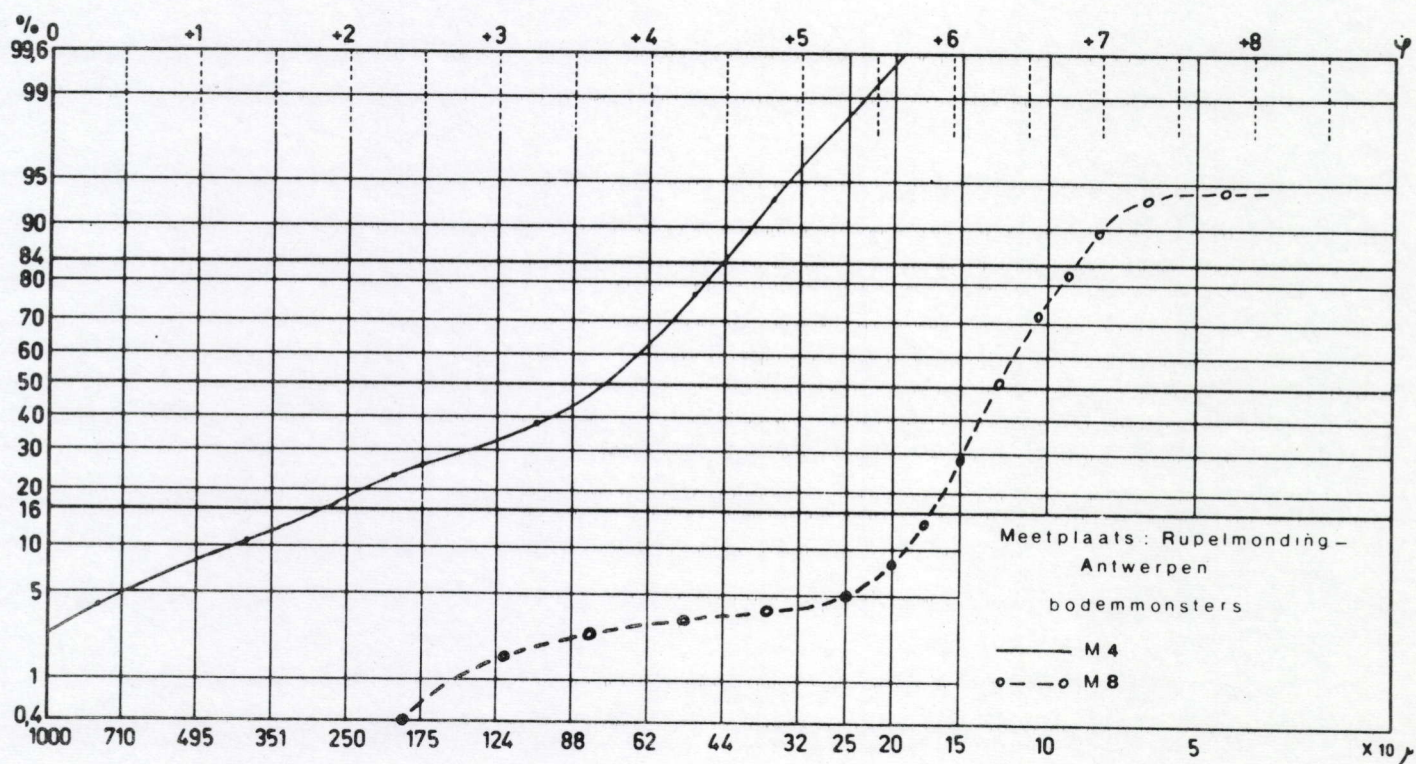
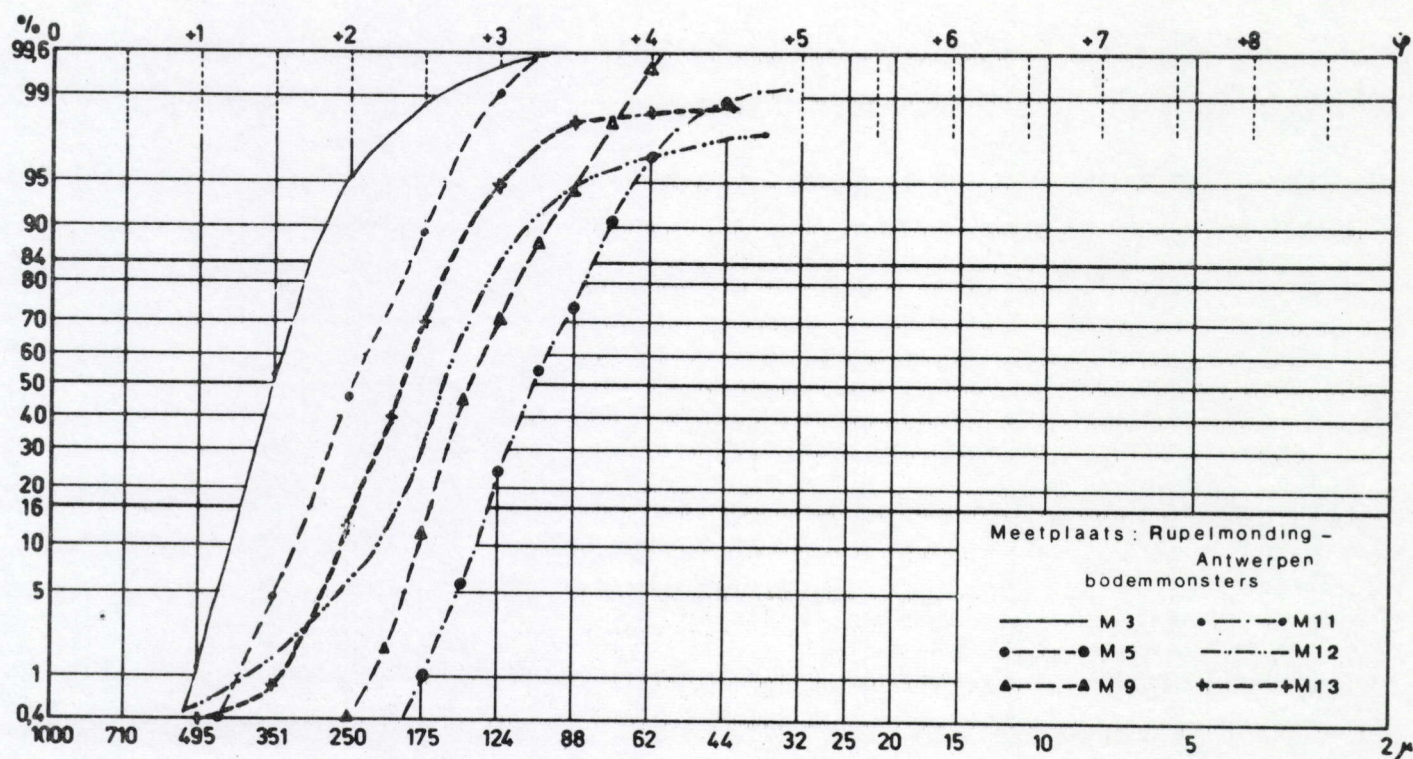


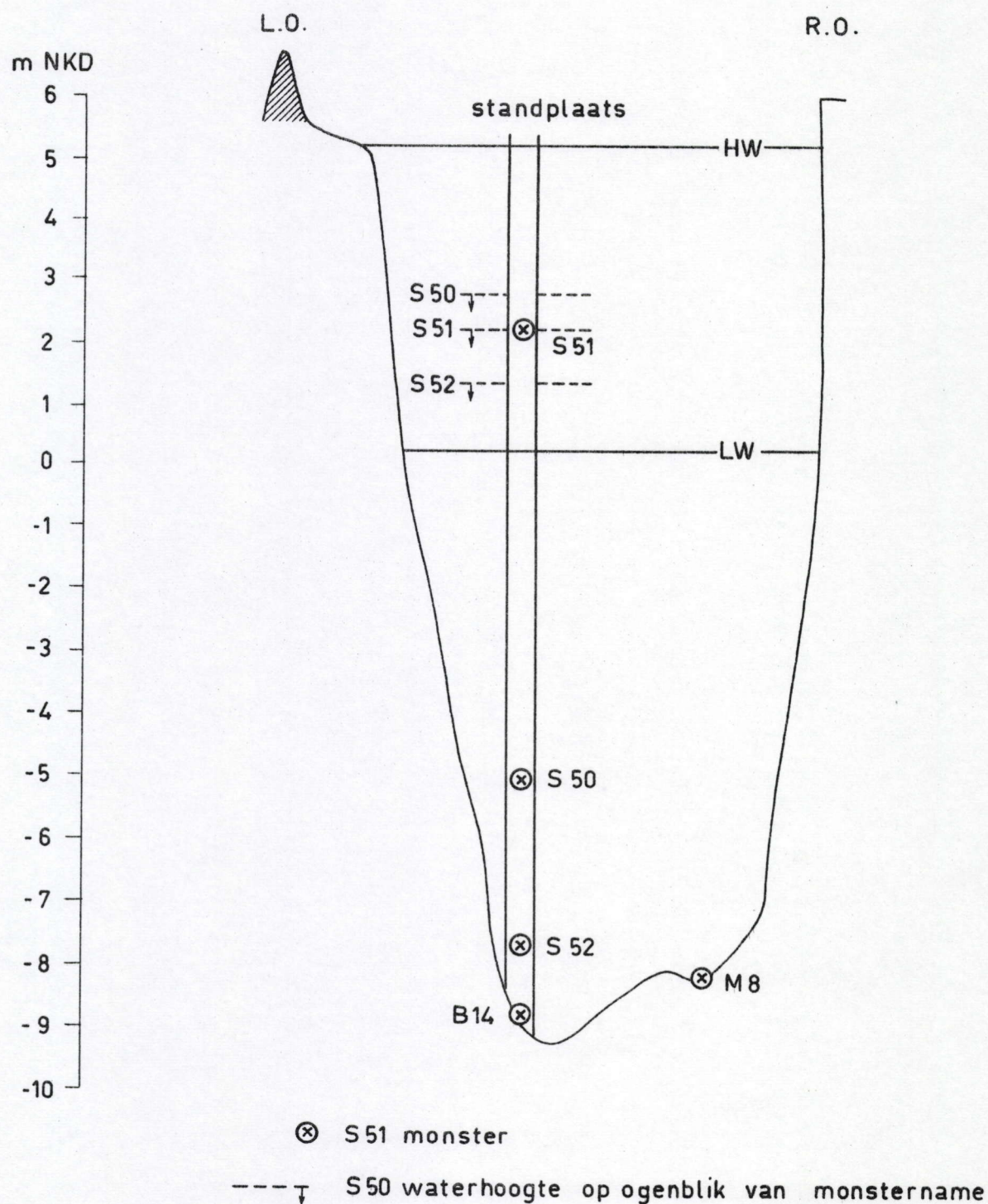
Opname : 23 - 9 - 1966



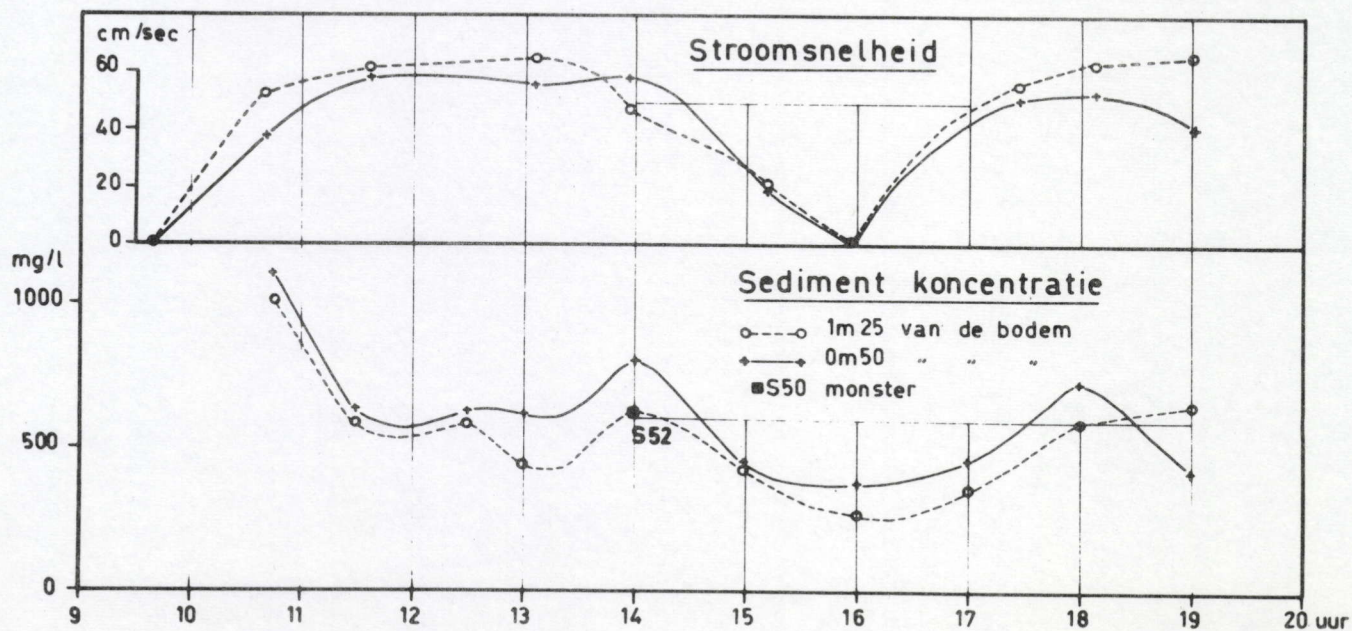
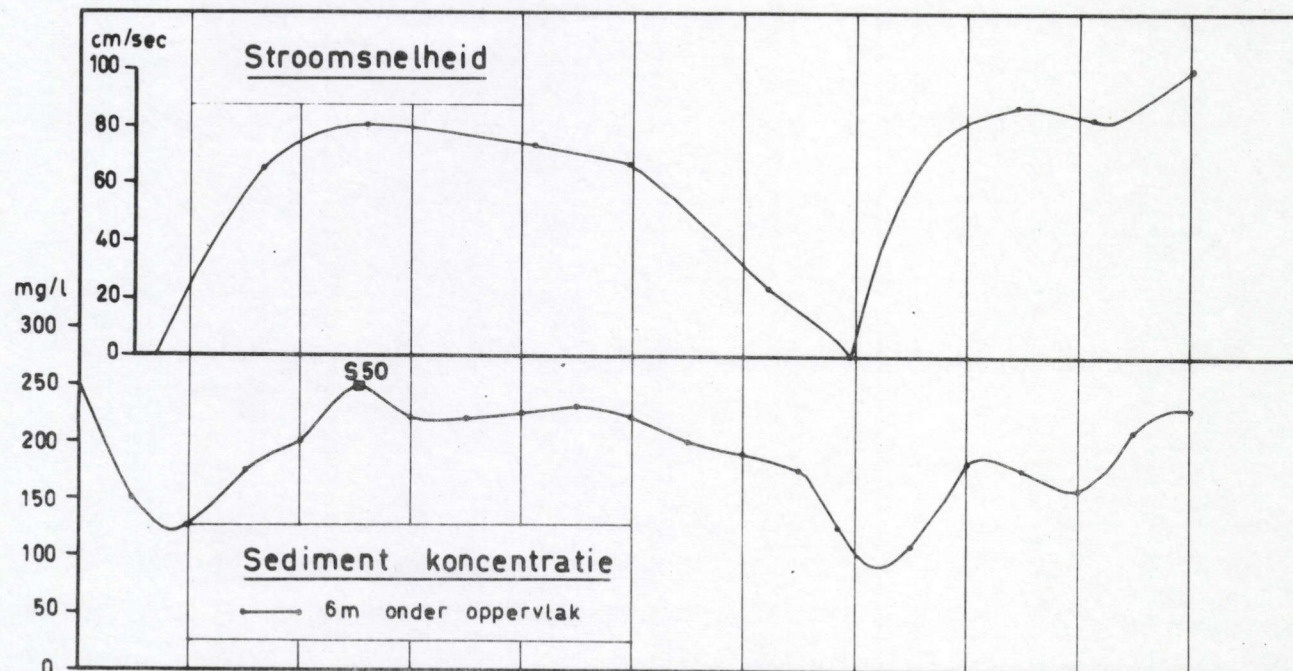
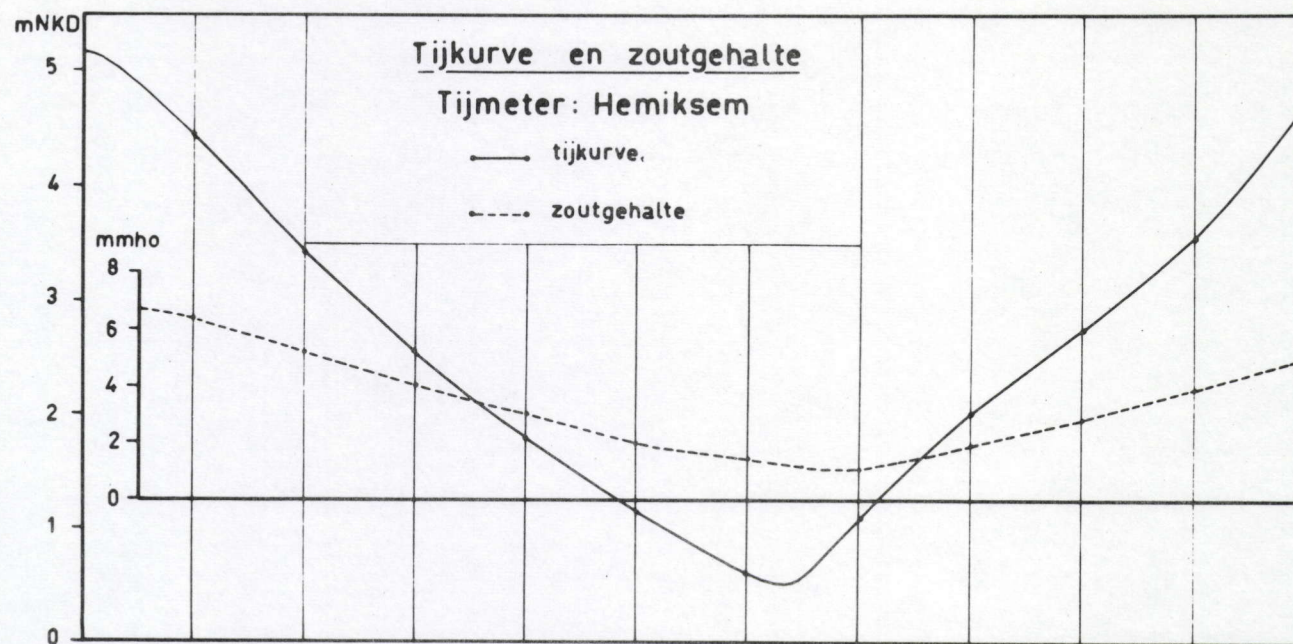


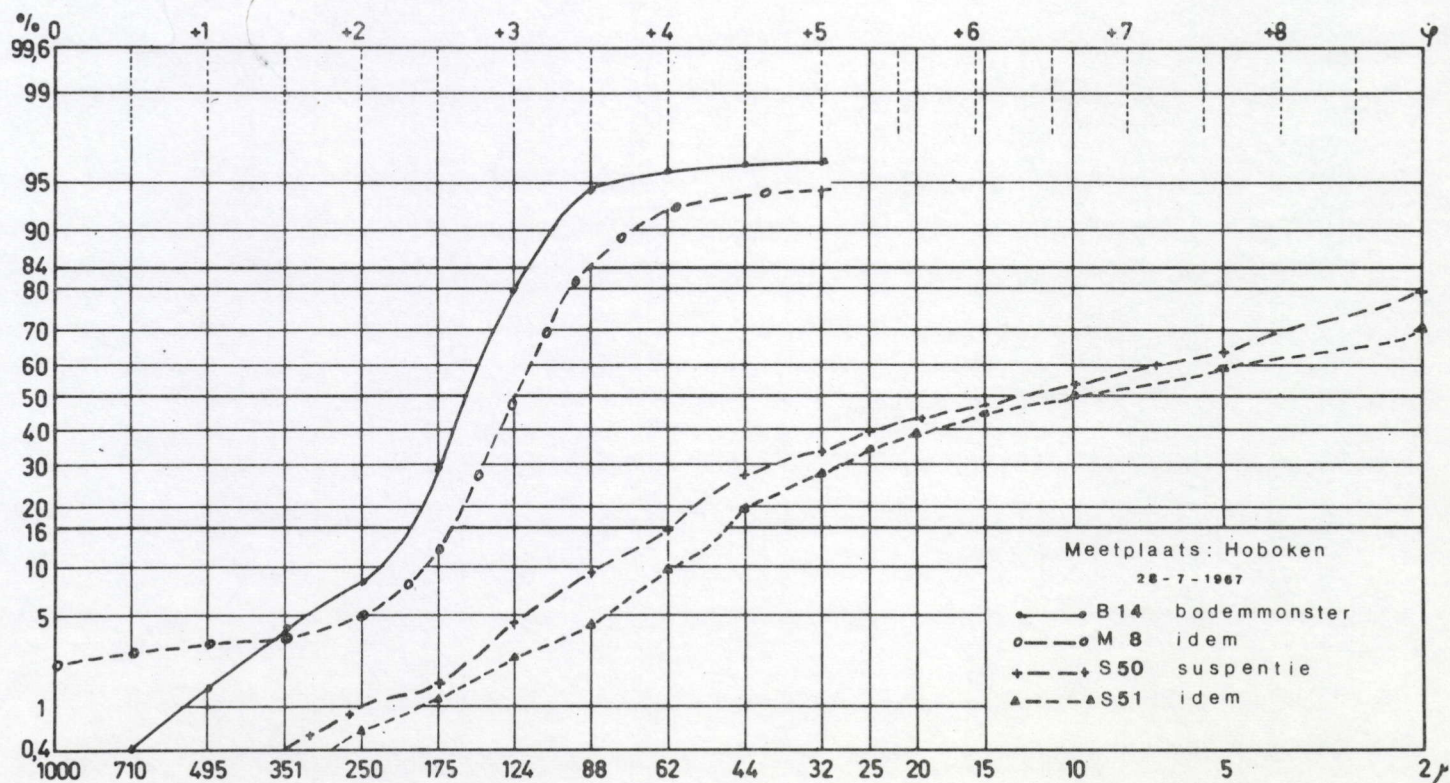
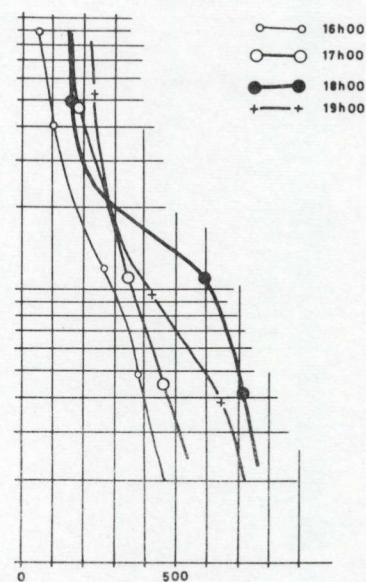
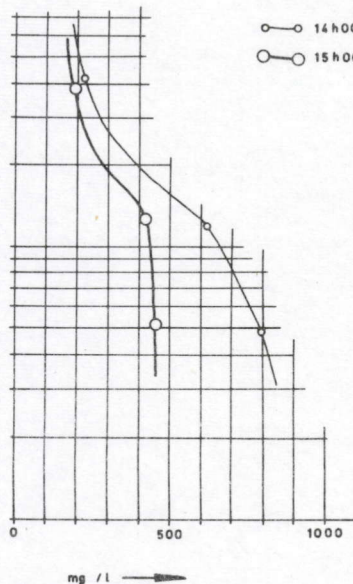
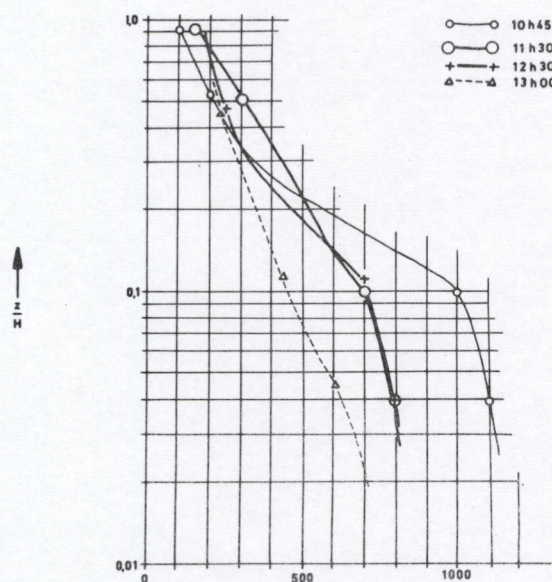
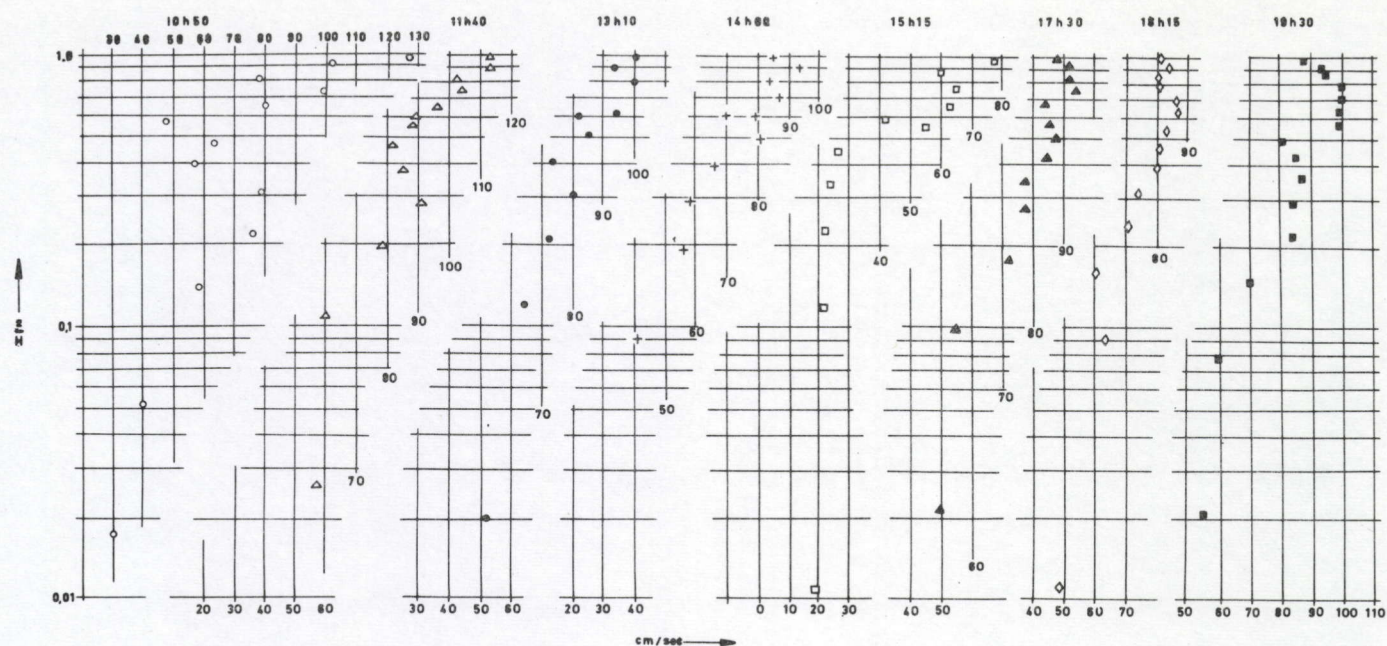


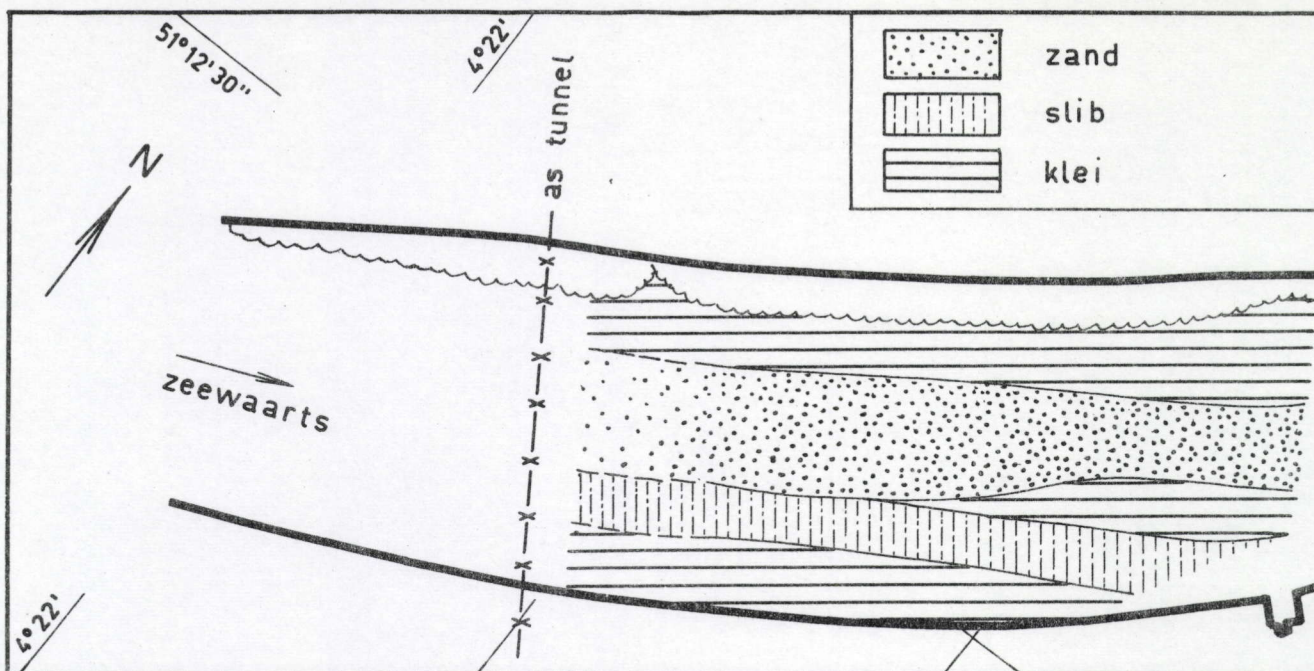
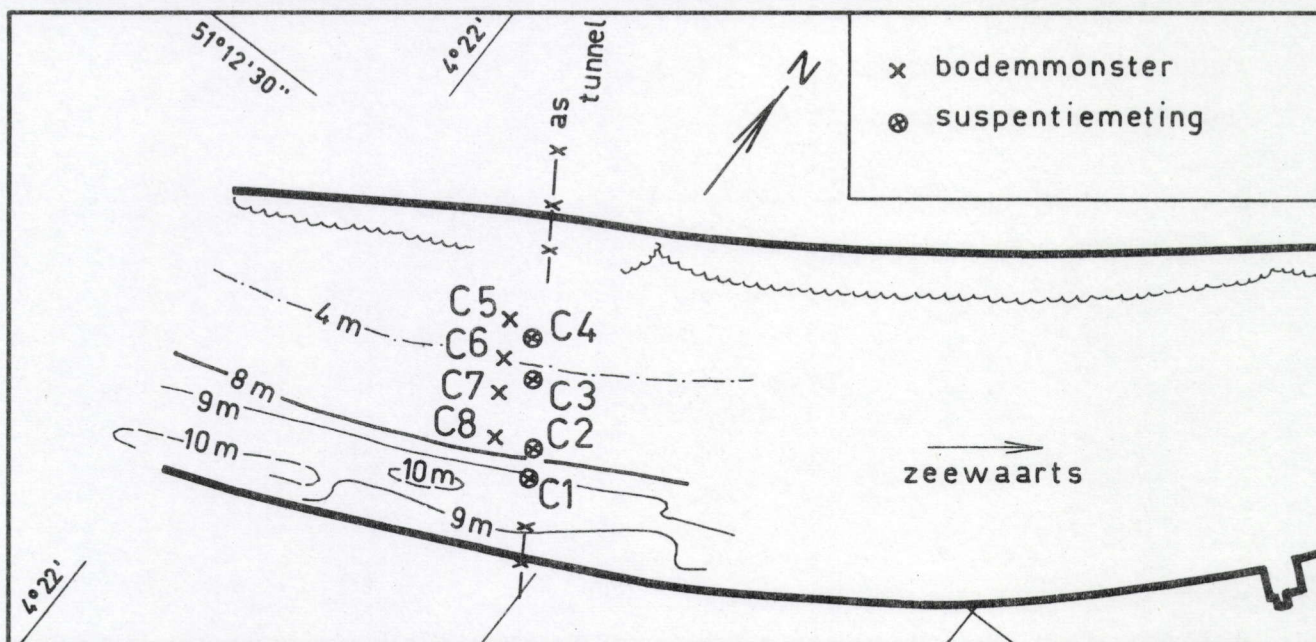
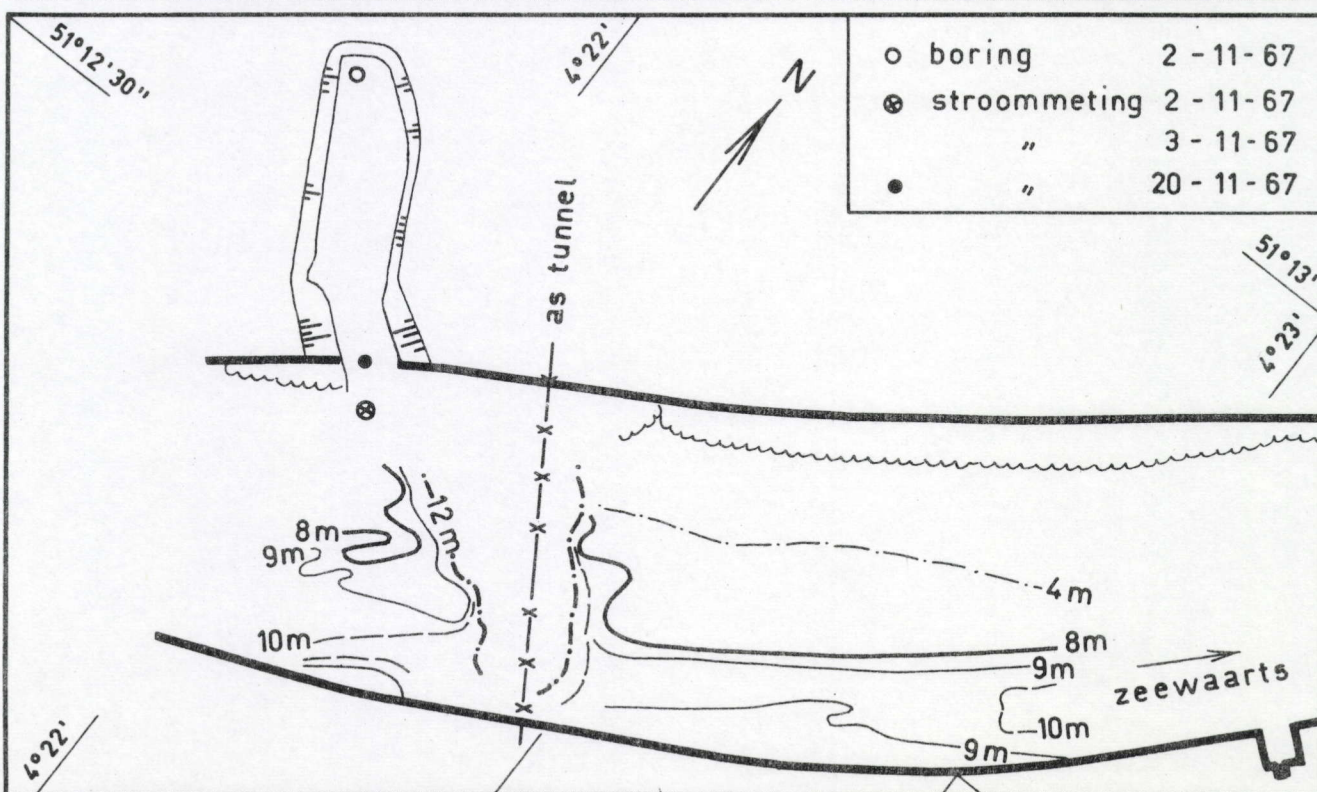




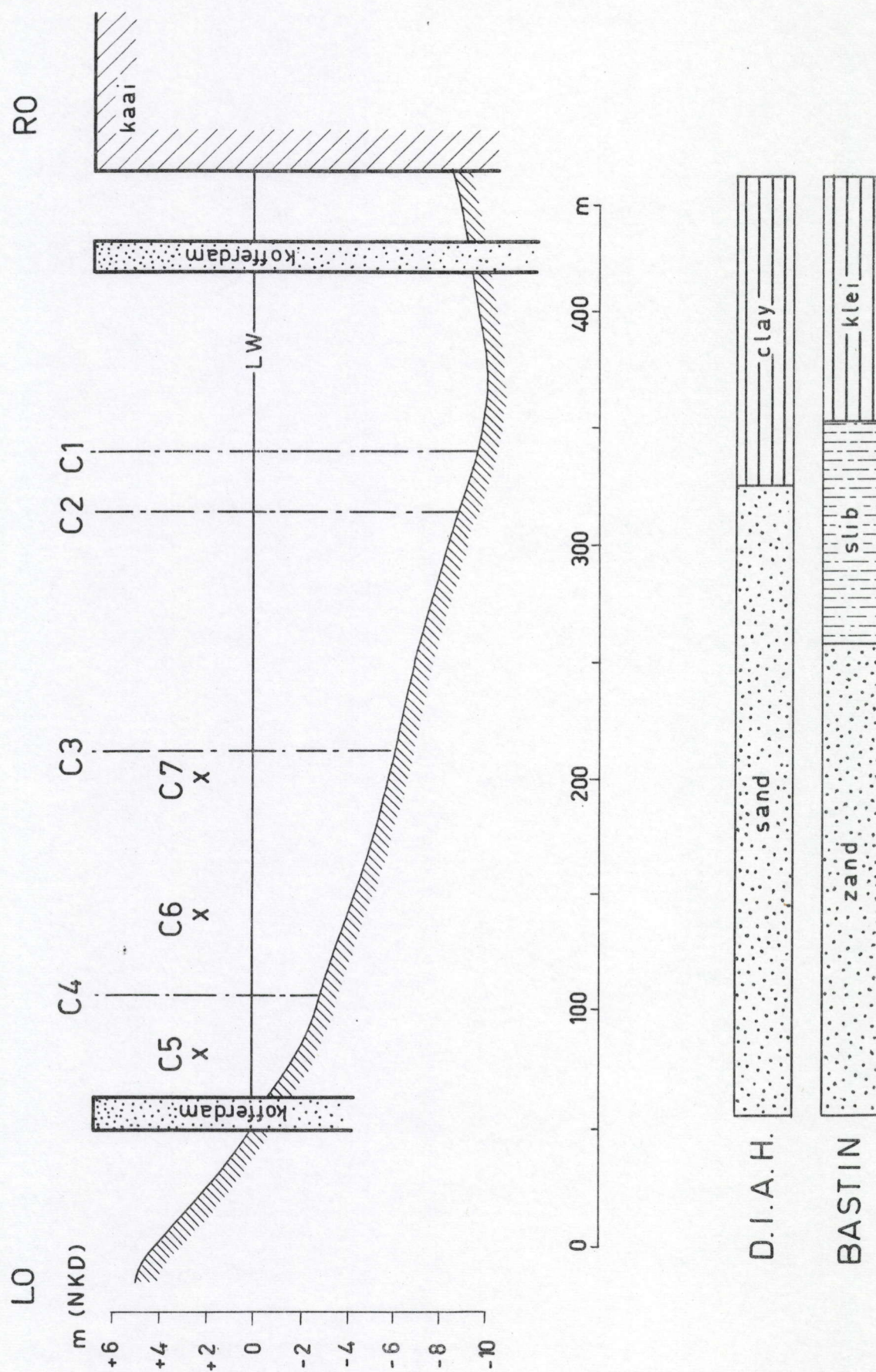
0 100 200m

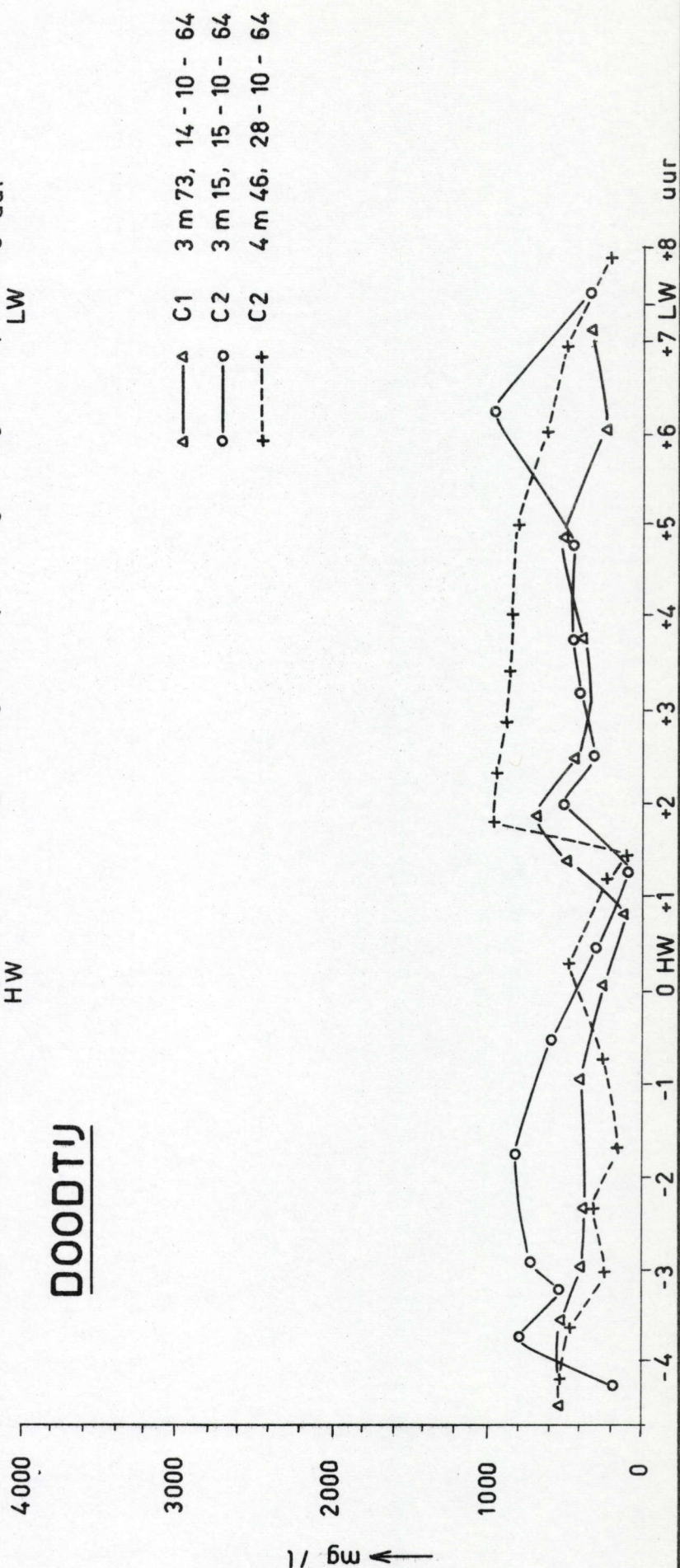
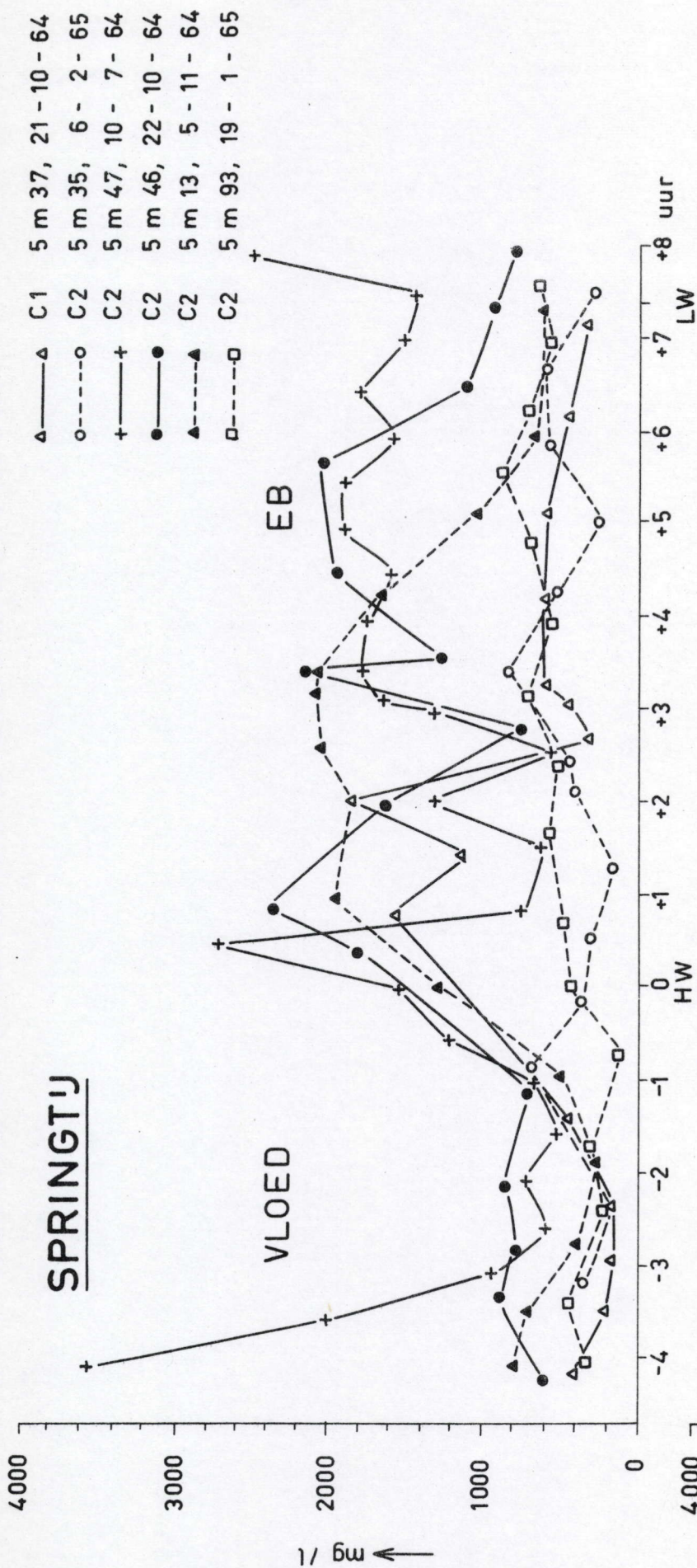




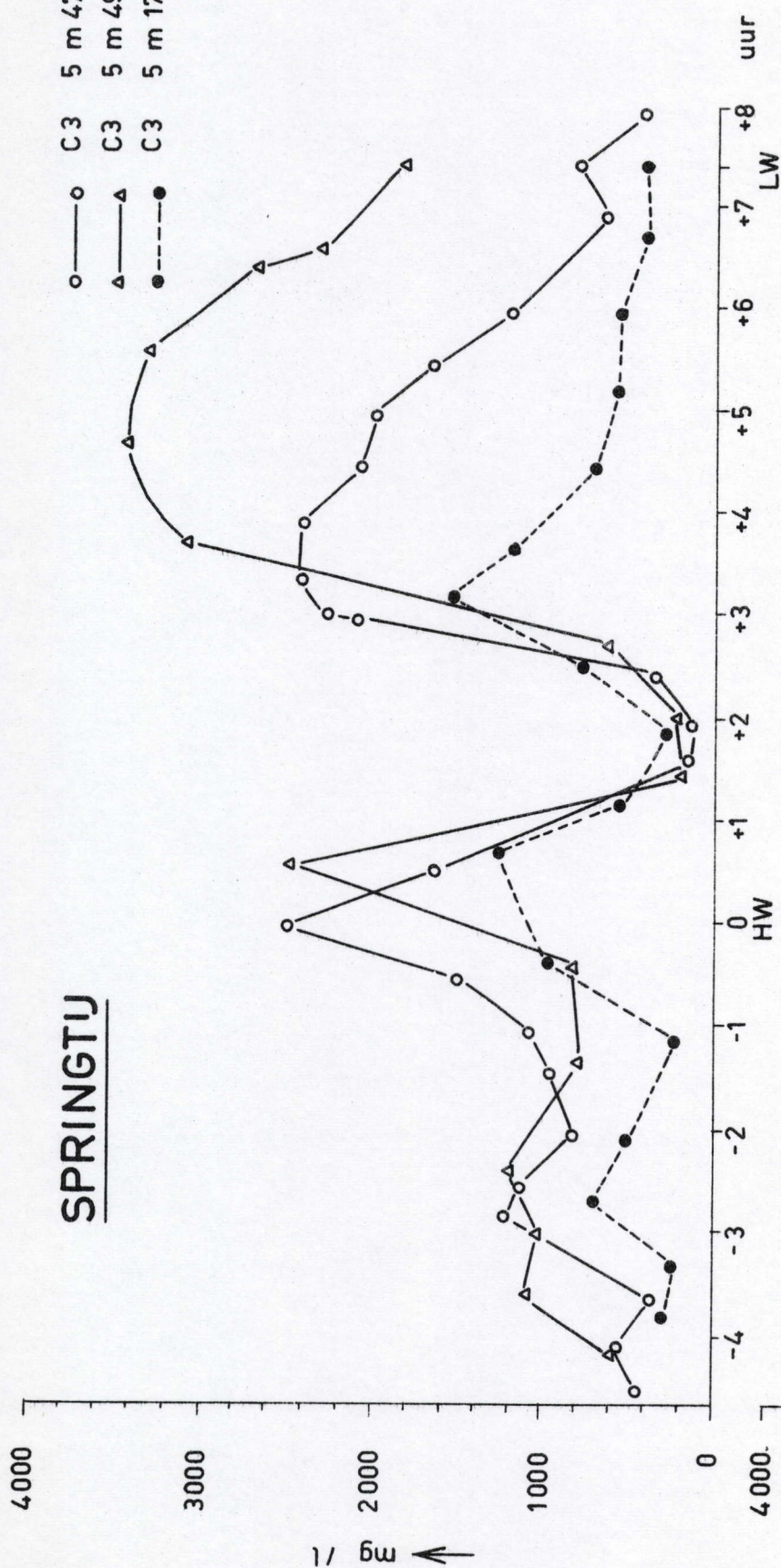
BASTIN
1963D.I.A.H.
1964-65

1967

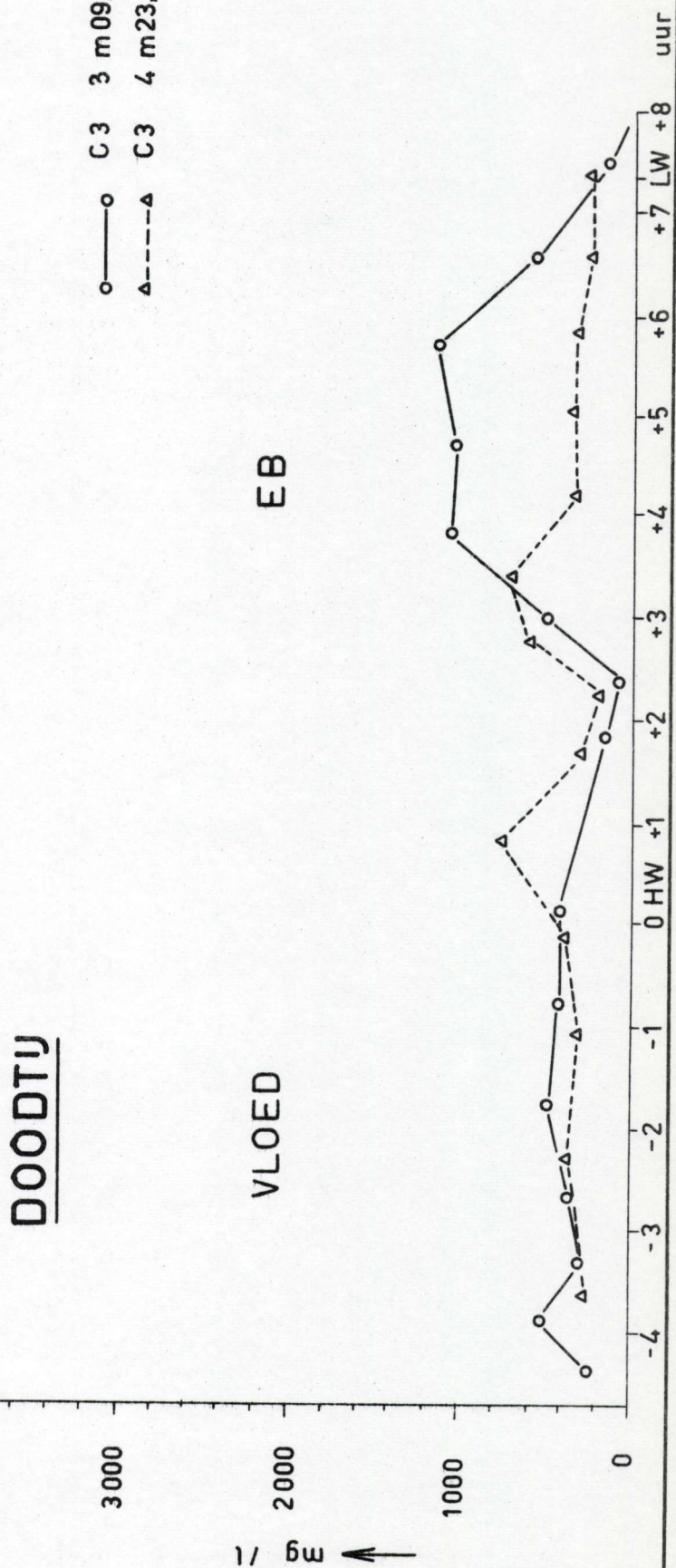




○ — C3 5 m 47, 10 - 7 - 64
△ — C3 5 m 49, 23 - 10 - 64
● — C3 5 m 17, 4 - 11 - 64



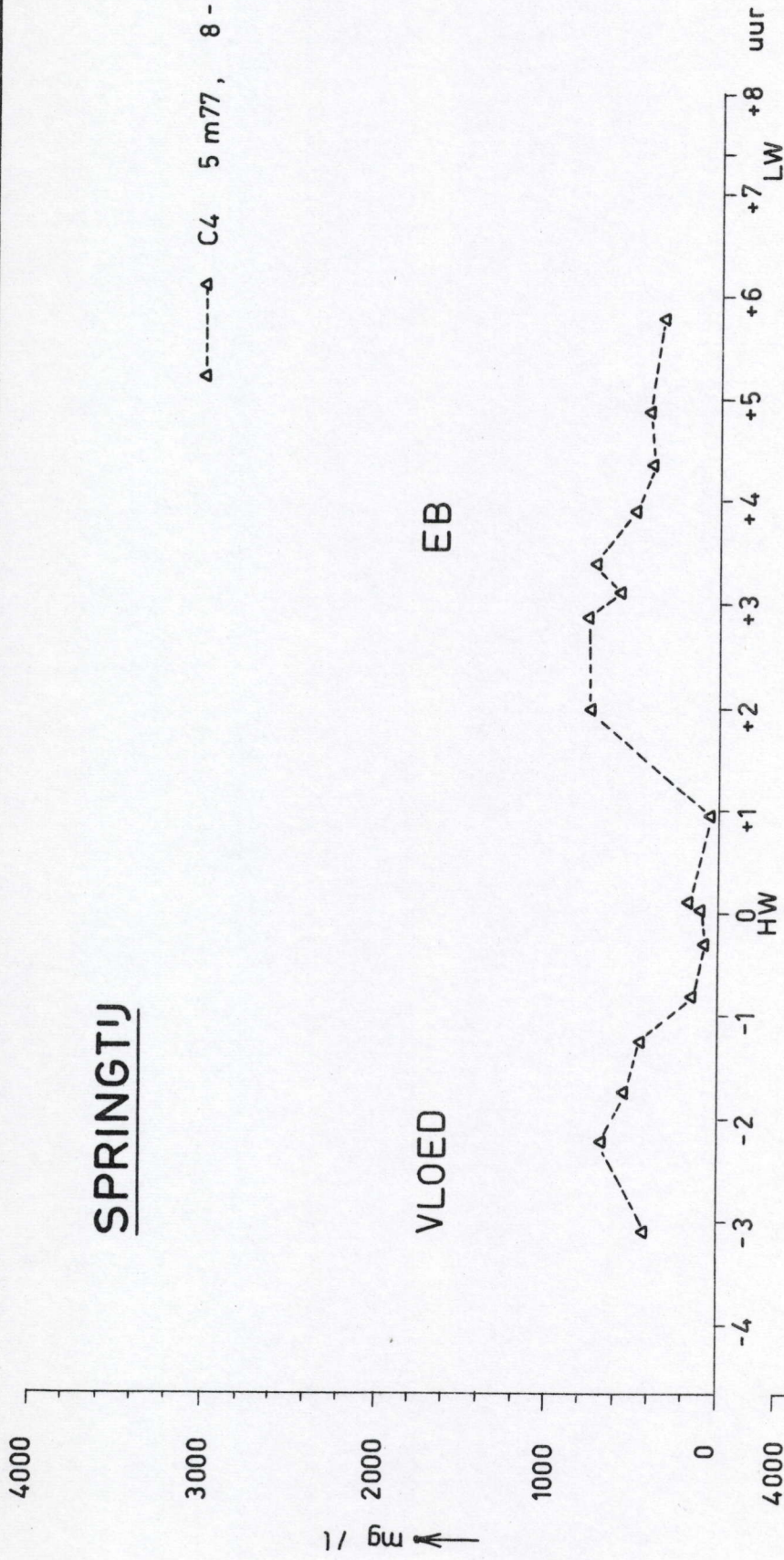
○ — C3 3 m 09, 16 - 10 - 64
△ — C3 4 m 23, 29 - 10 - 64



SPRINGTIJ Δ ----- Δ C4 5 m77, 8-7-64

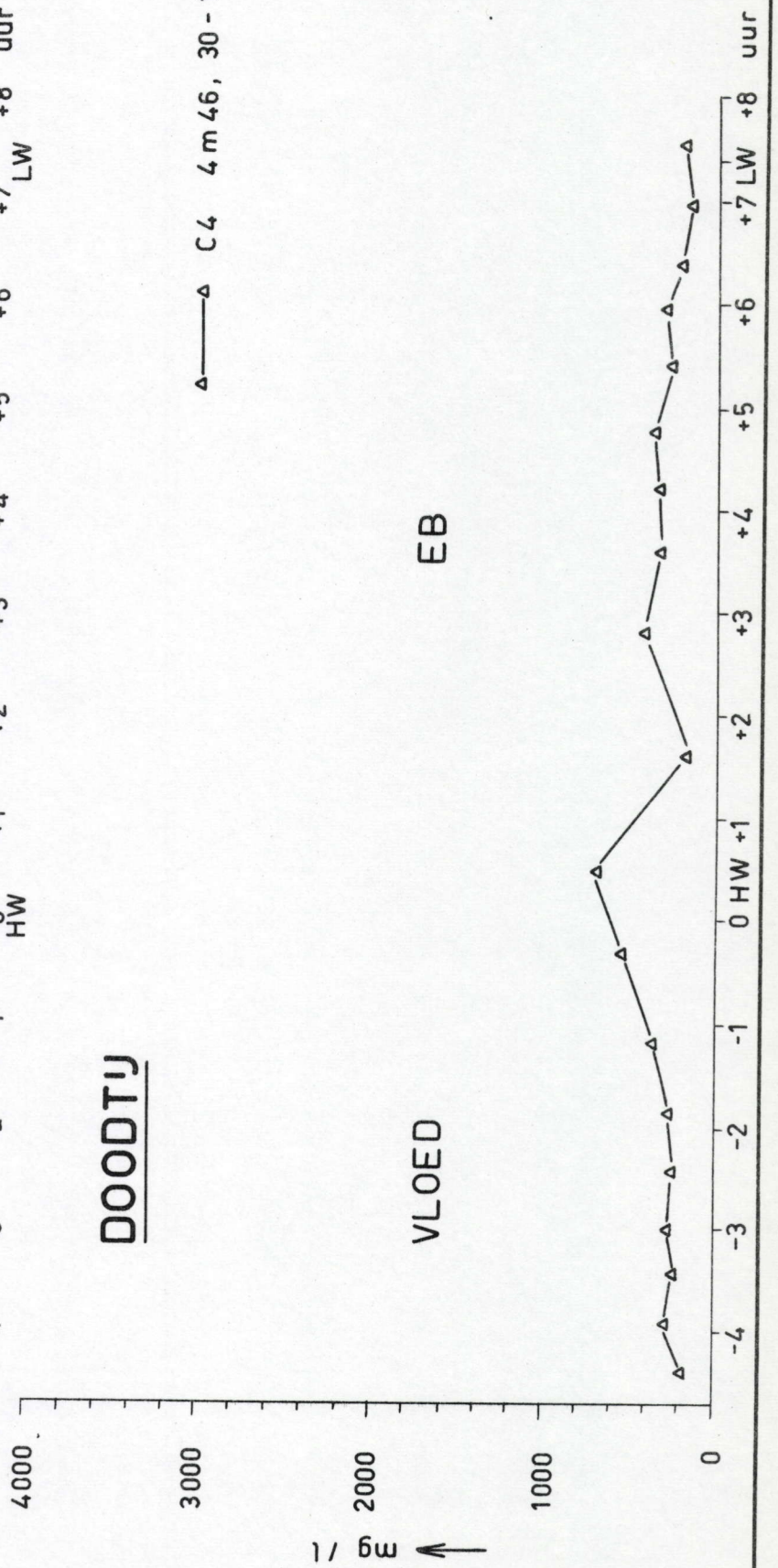
VLOED

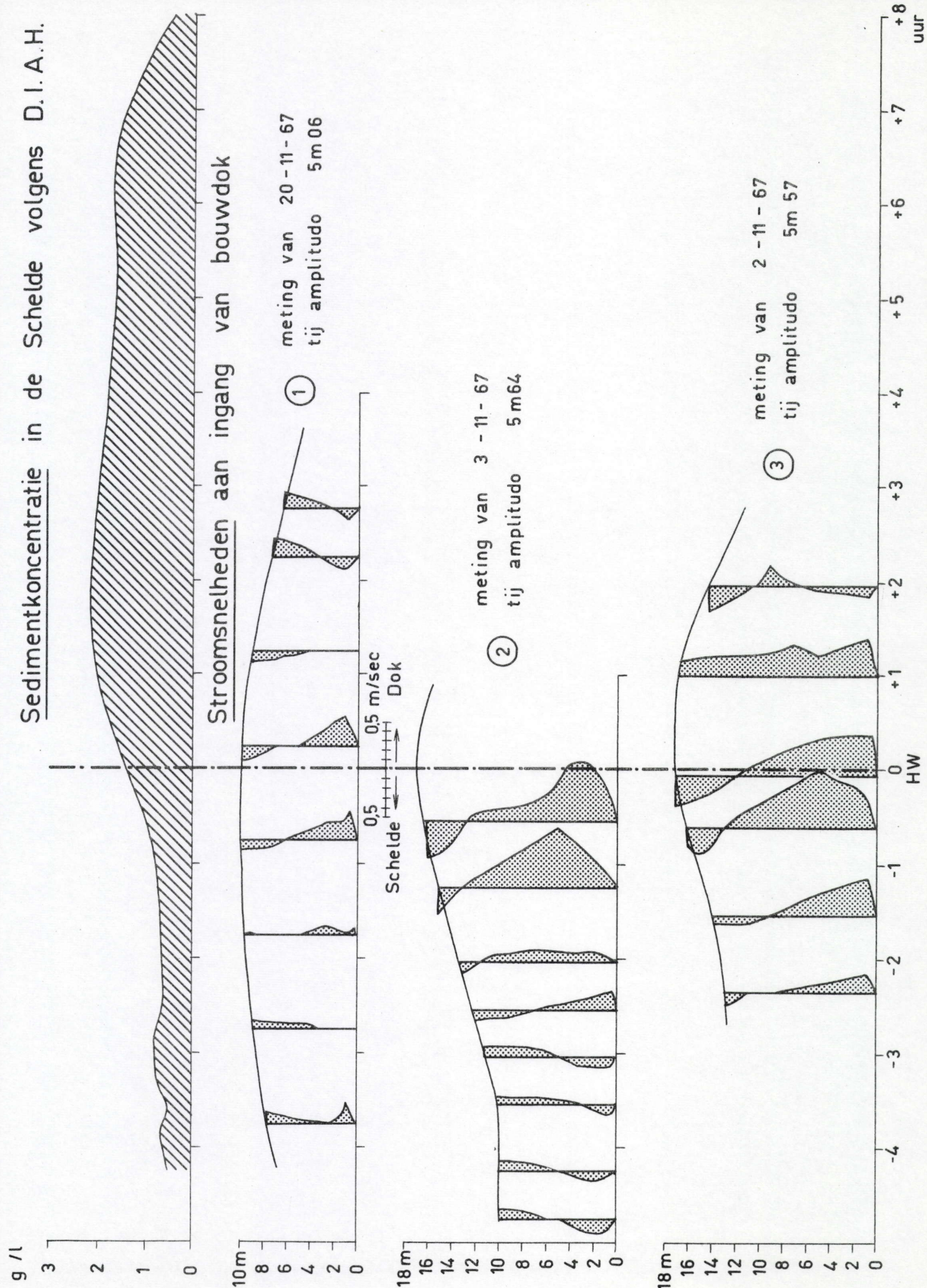
EB

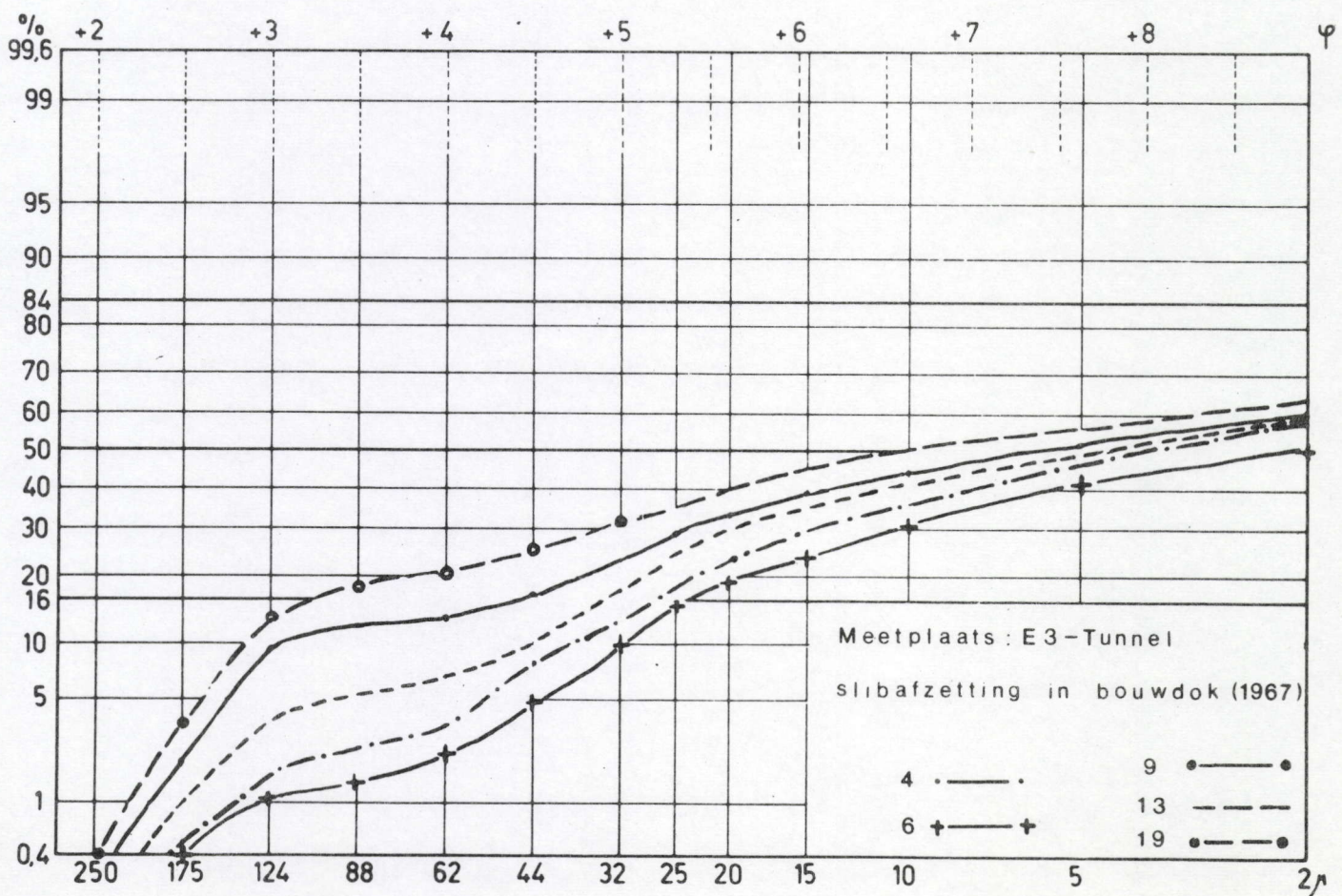
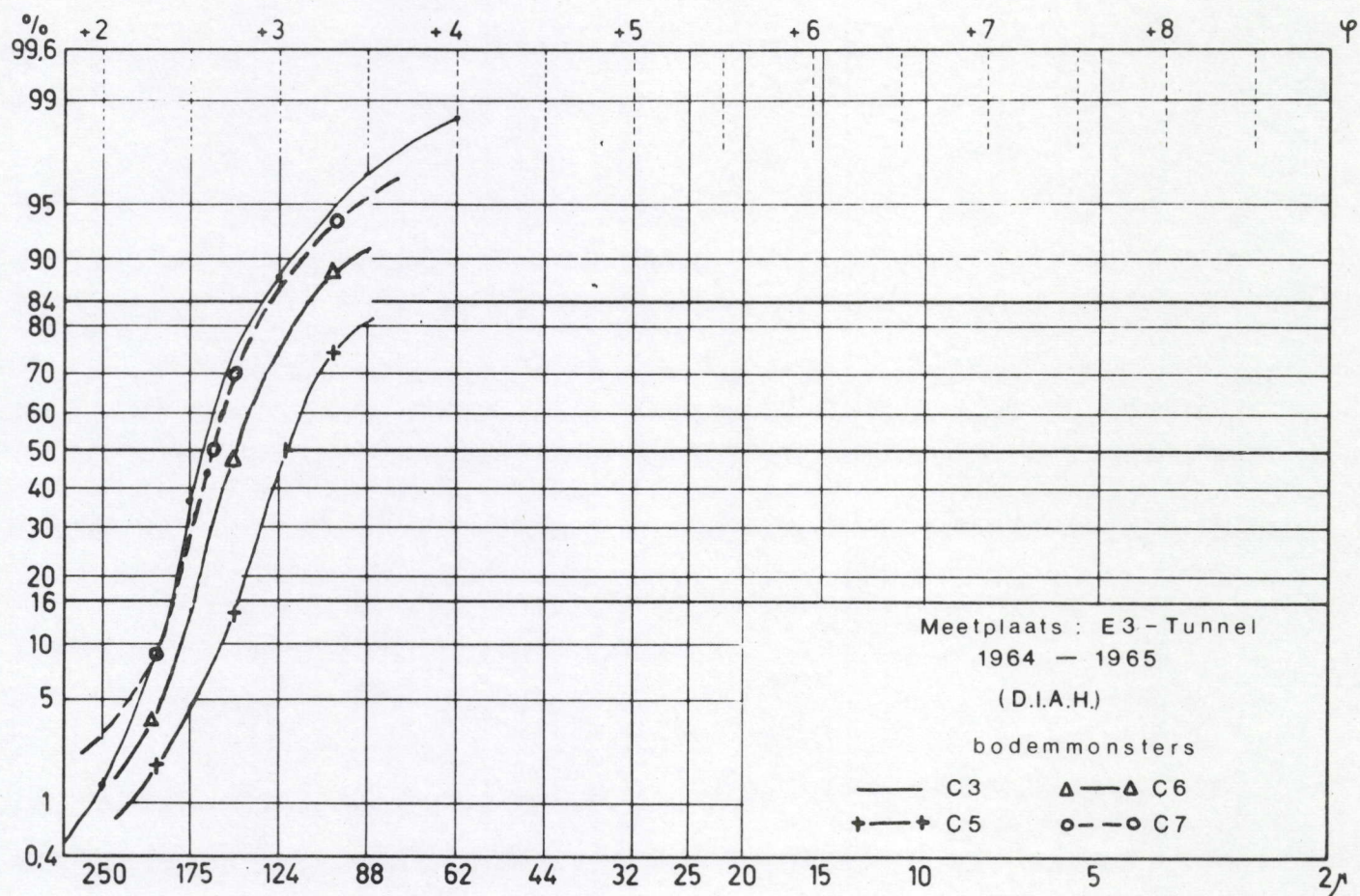
DOODTIJ Δ ----- Δ C4 4 m46, 30-10-64

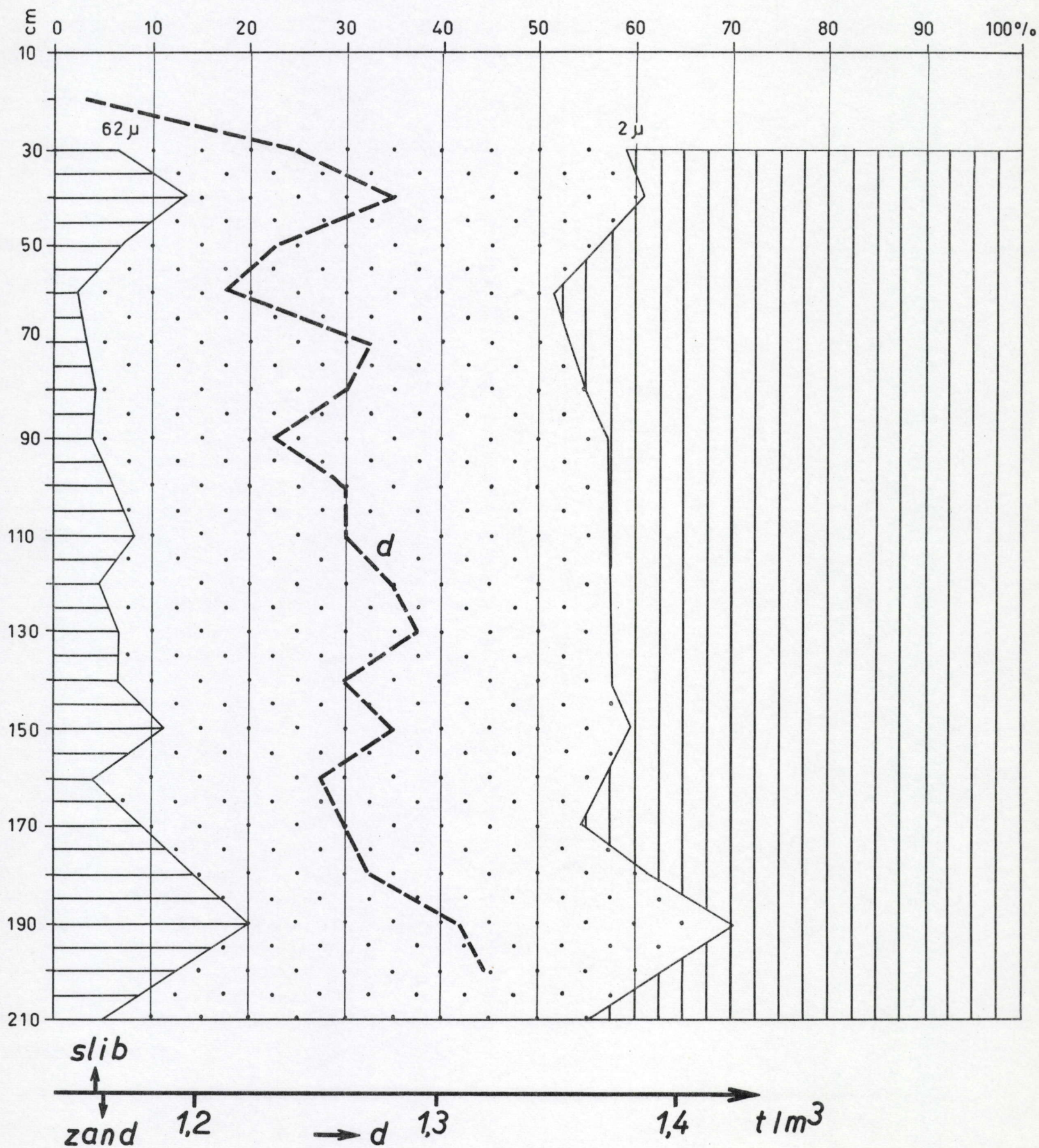
VLOED

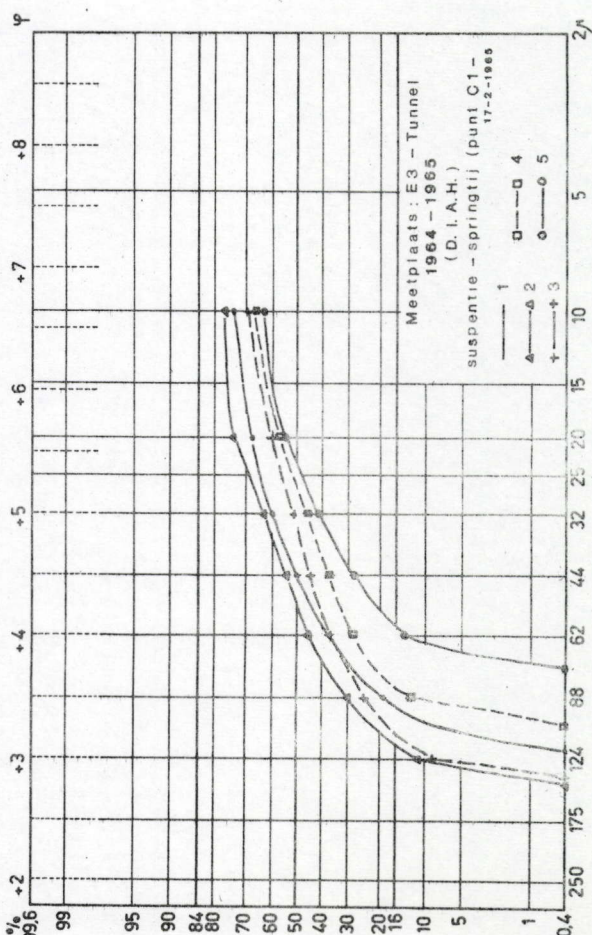
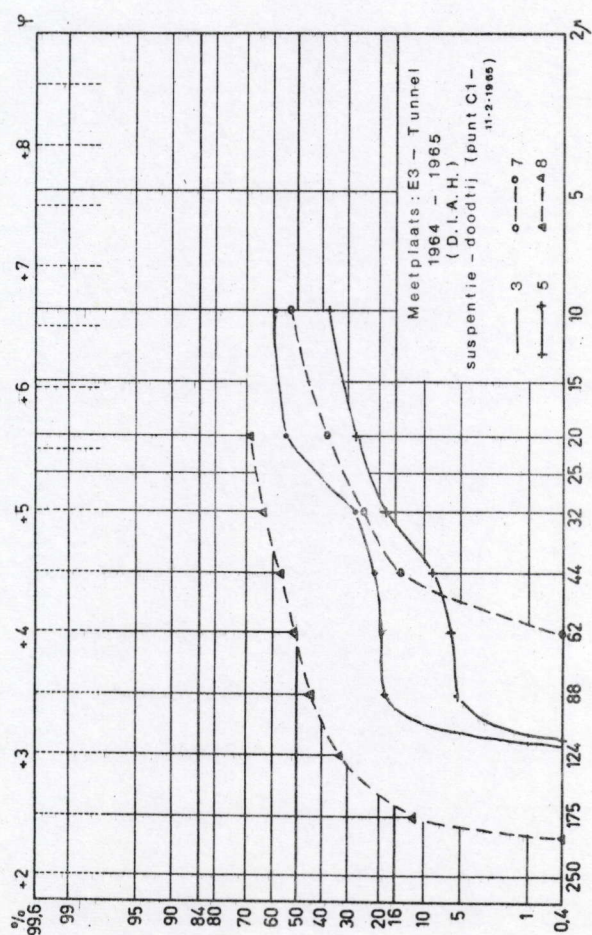
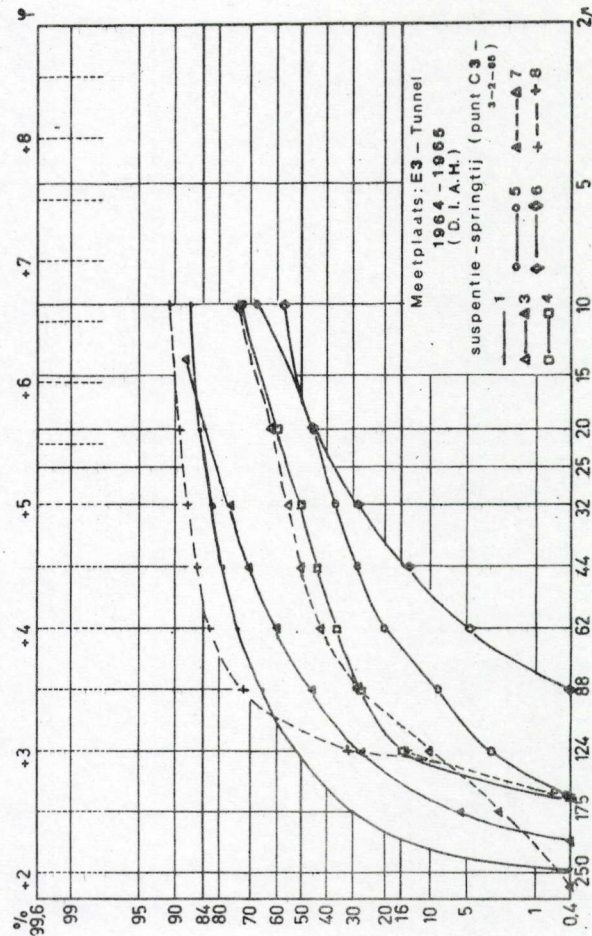
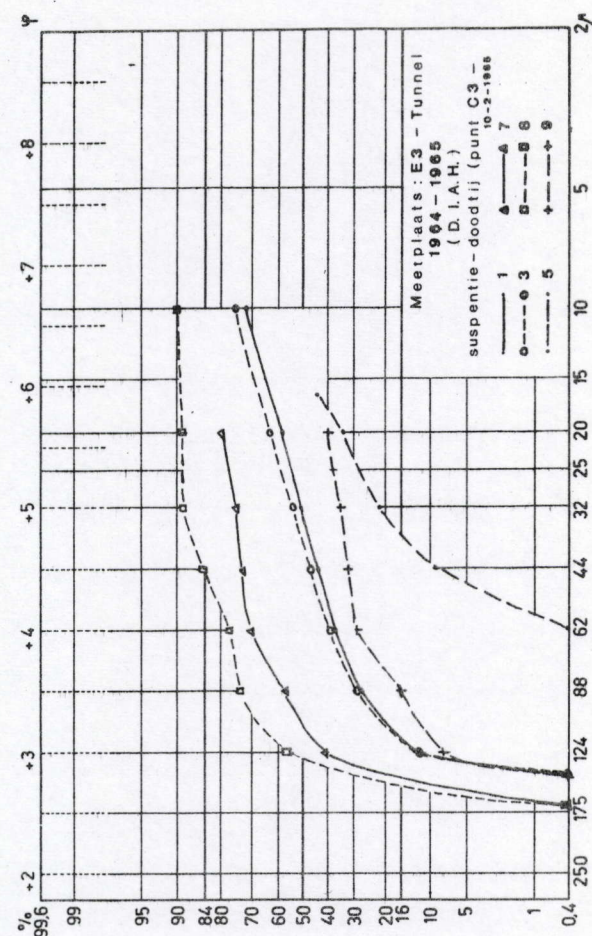
EB

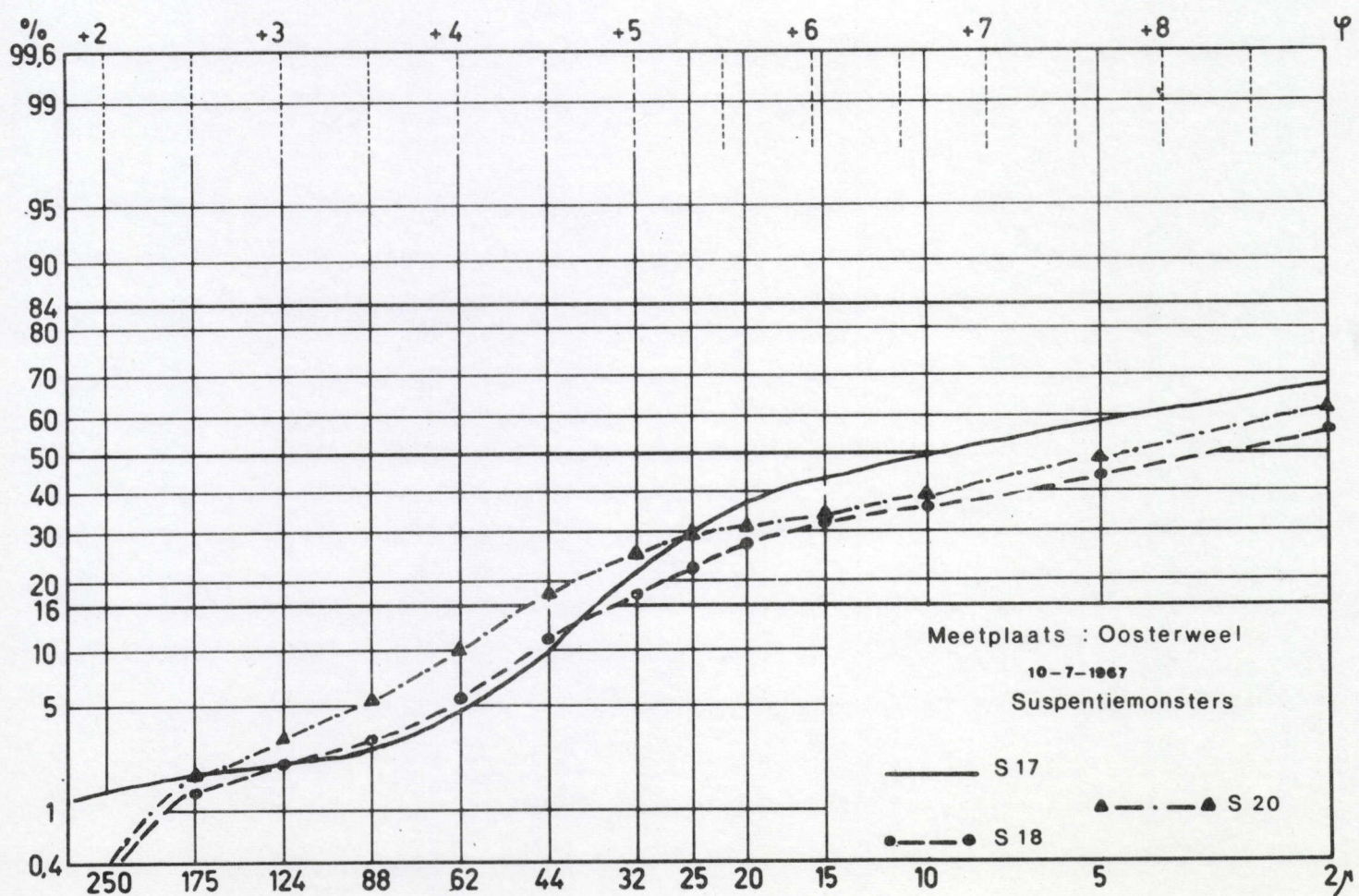
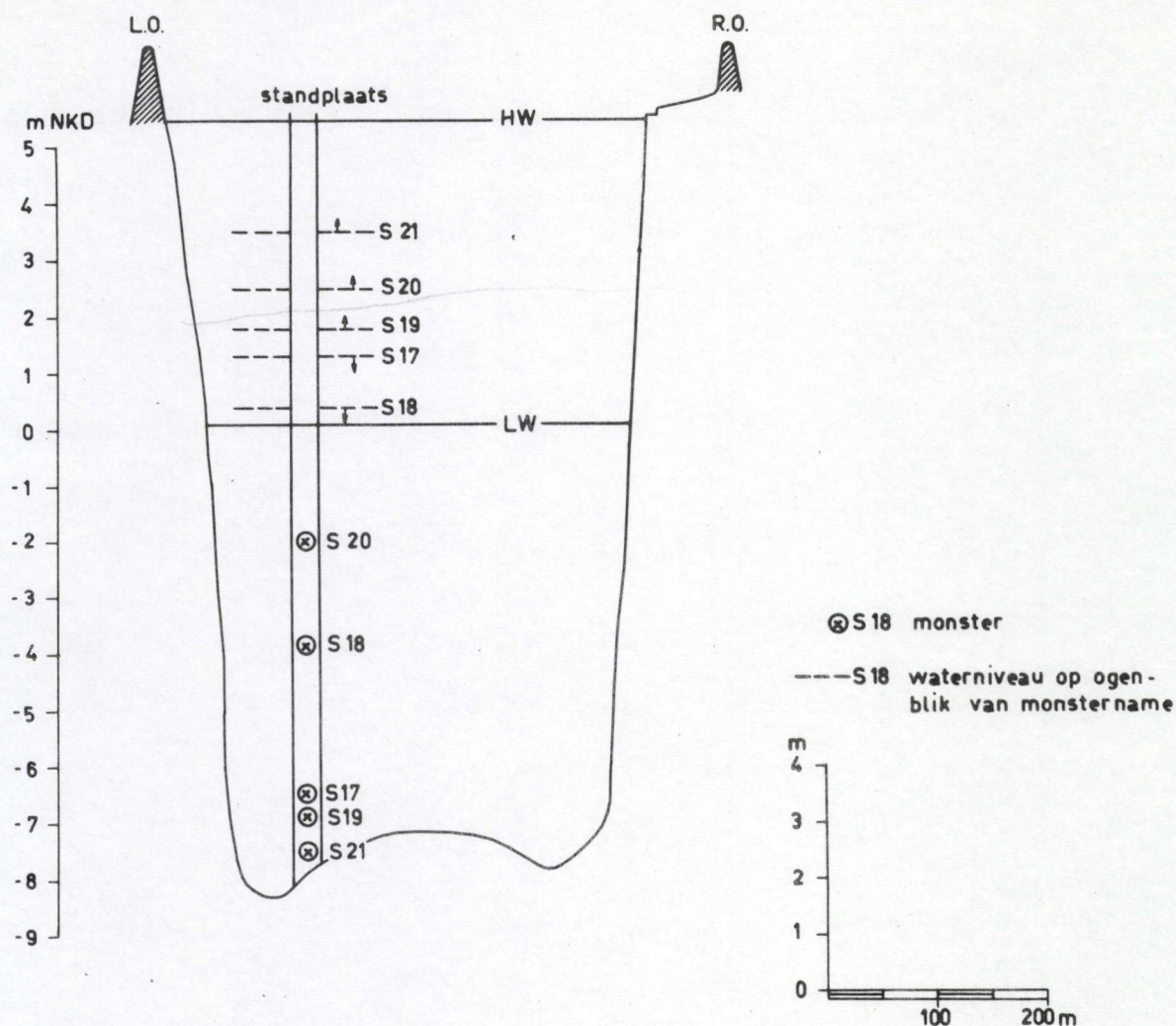


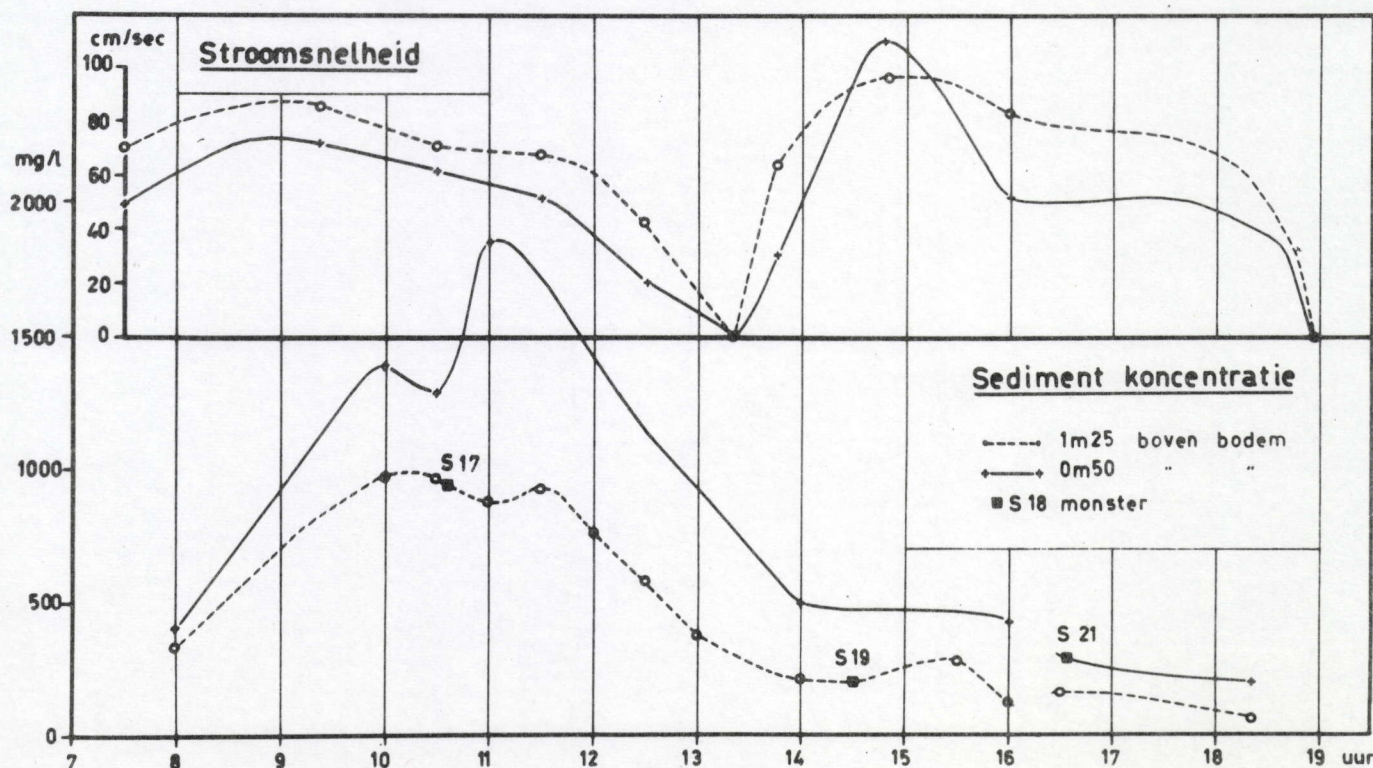
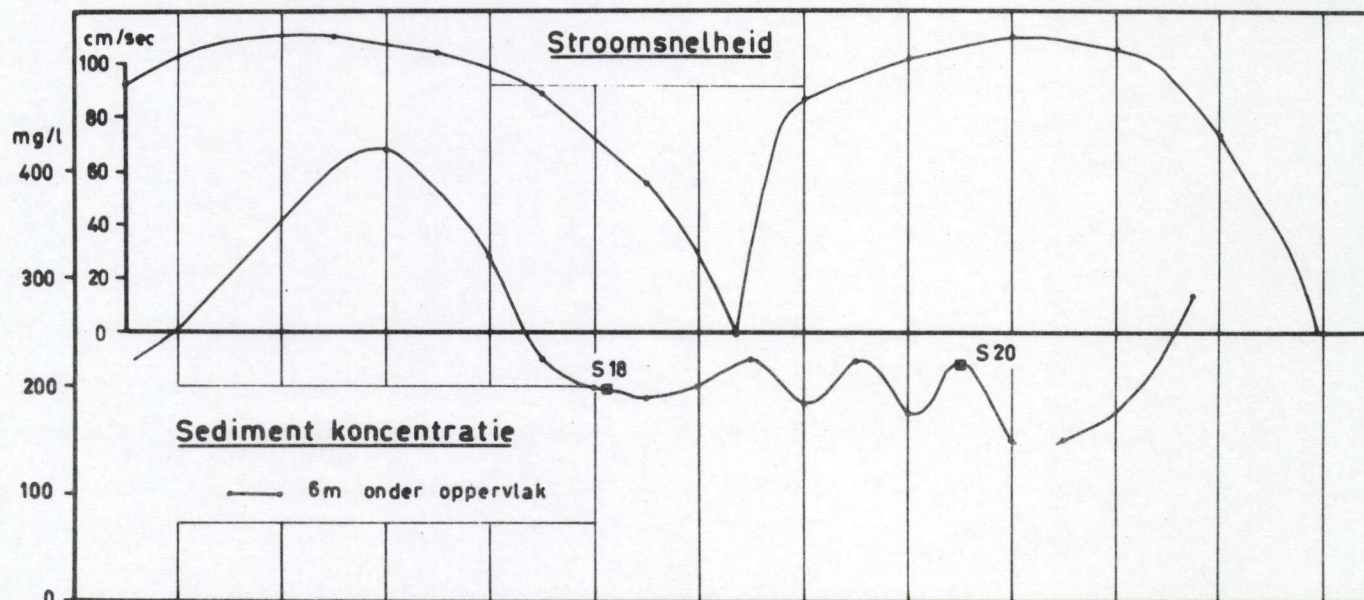
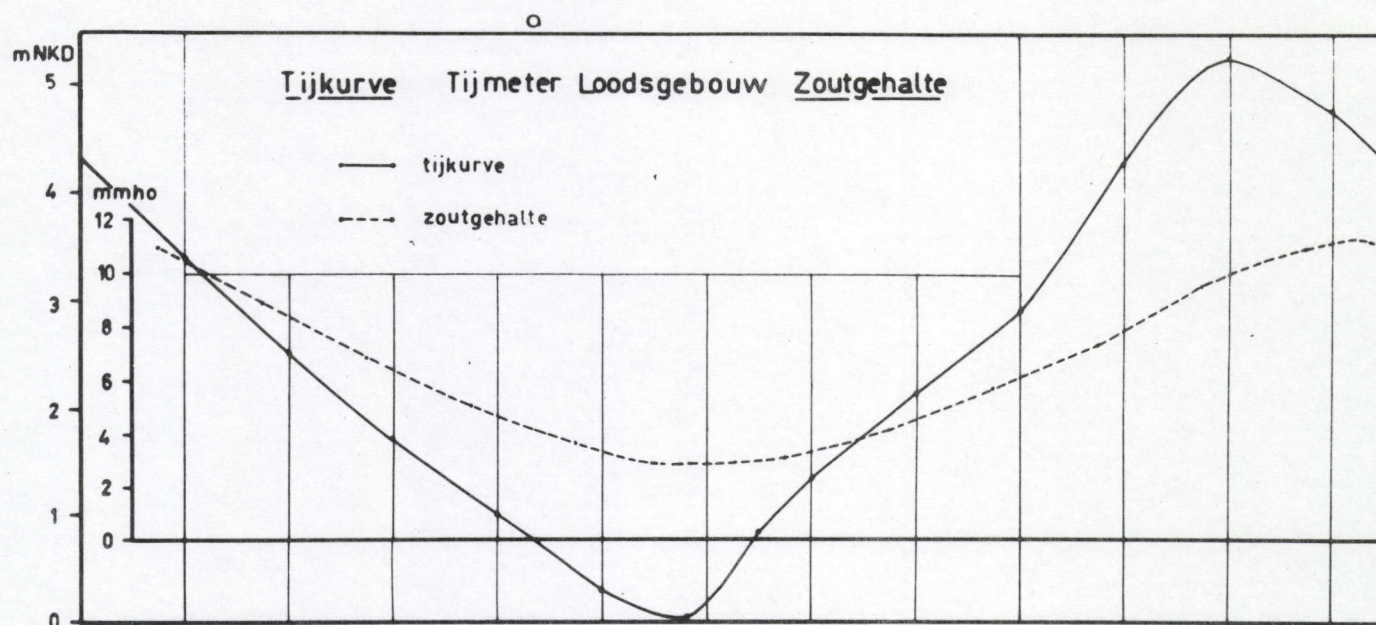
Sedimentkoncentratie in de Schelde volgens D.I.A.H.

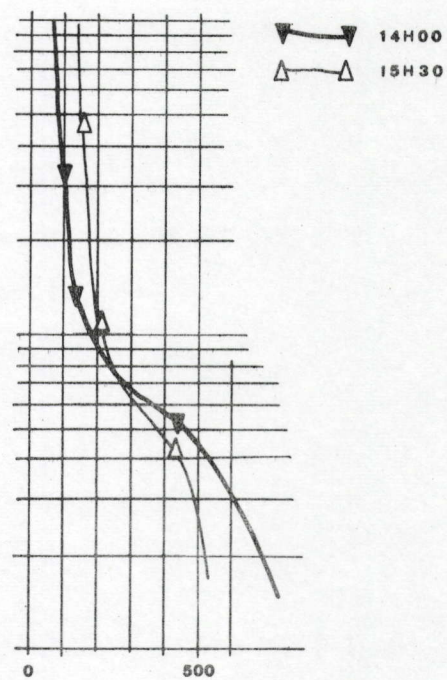
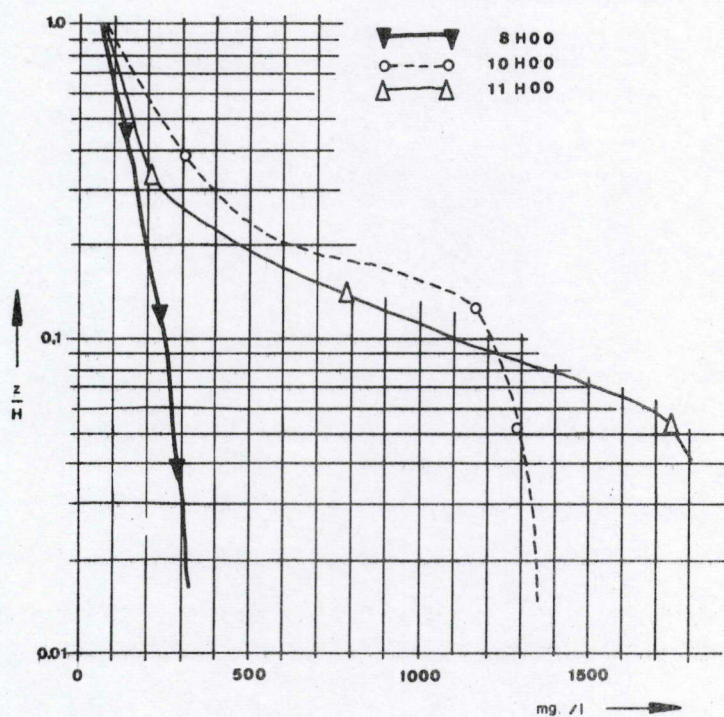
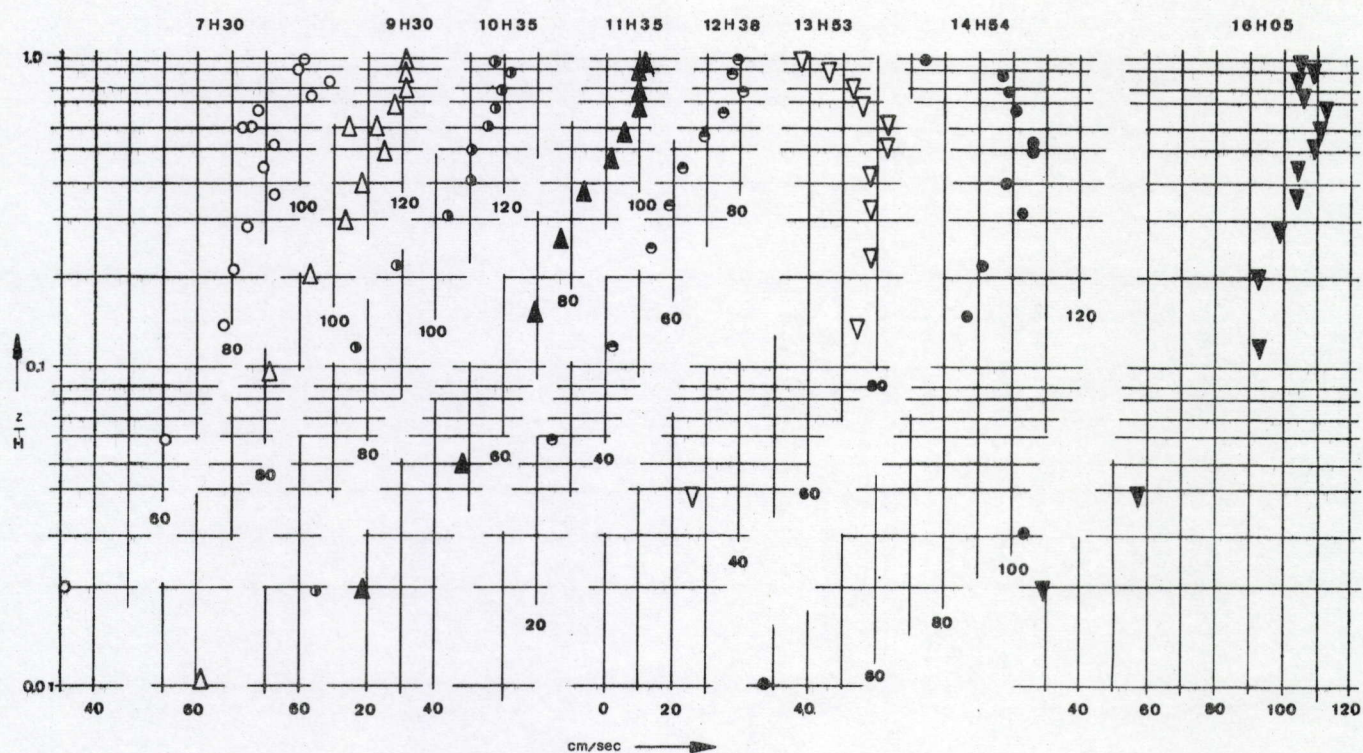


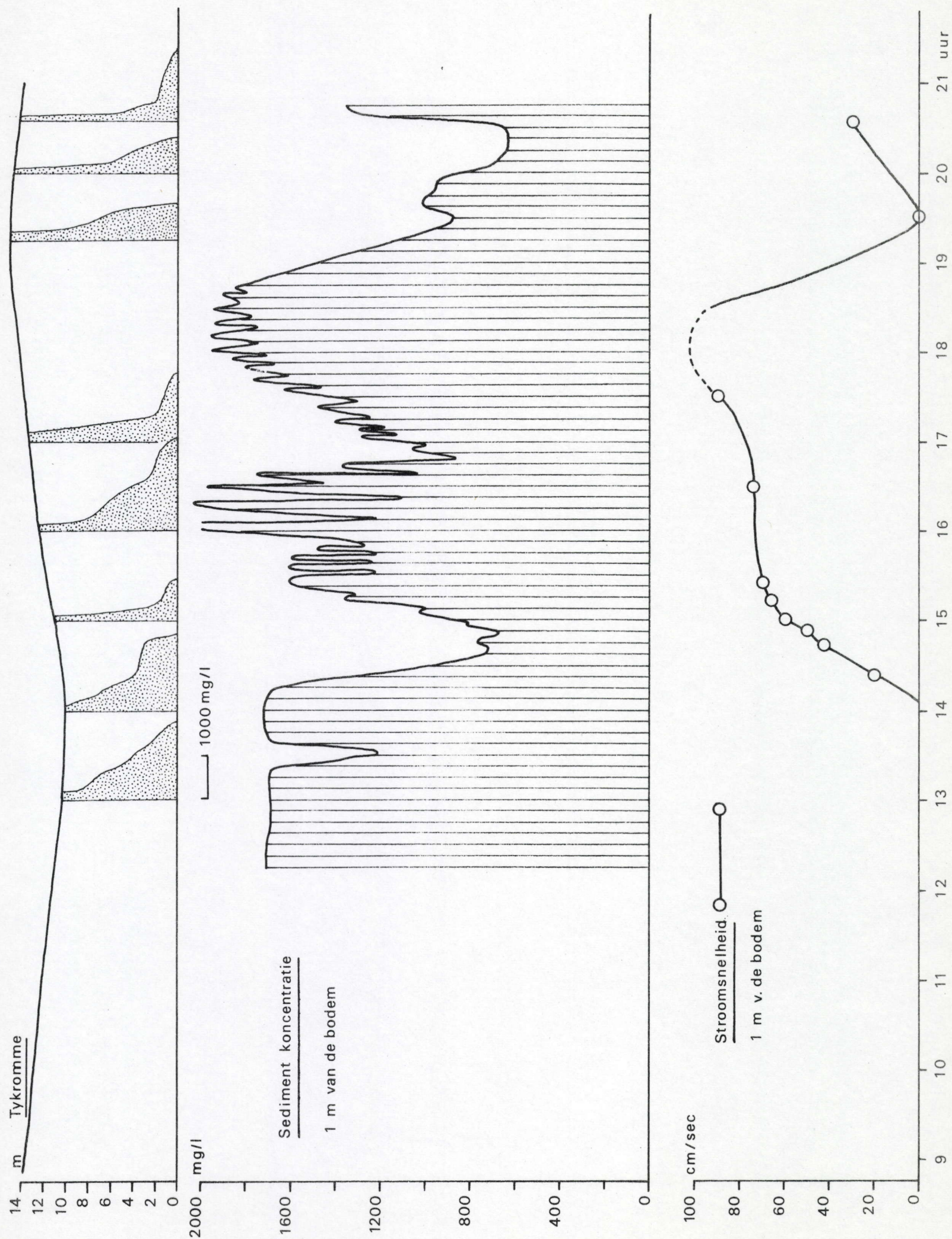


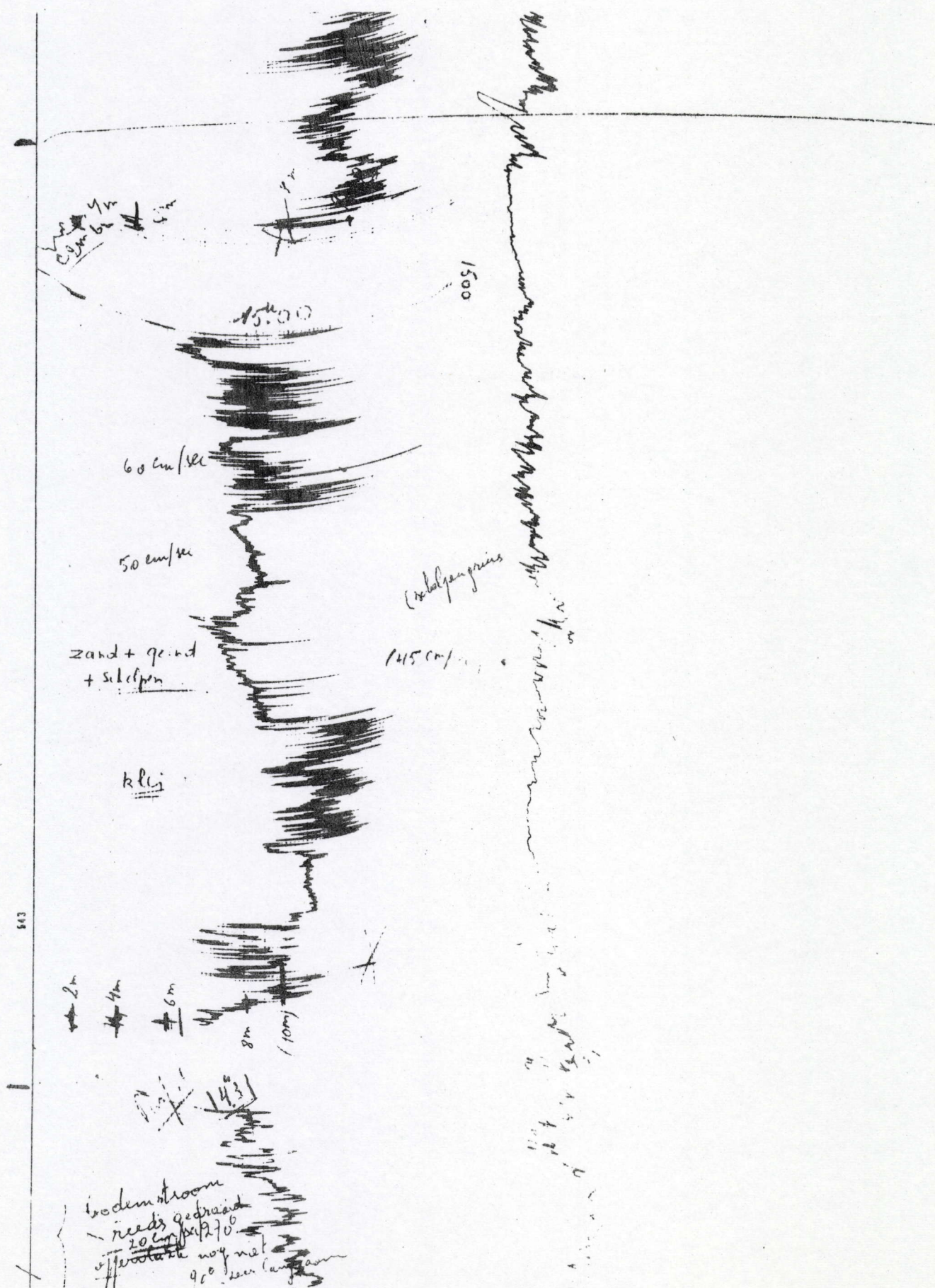


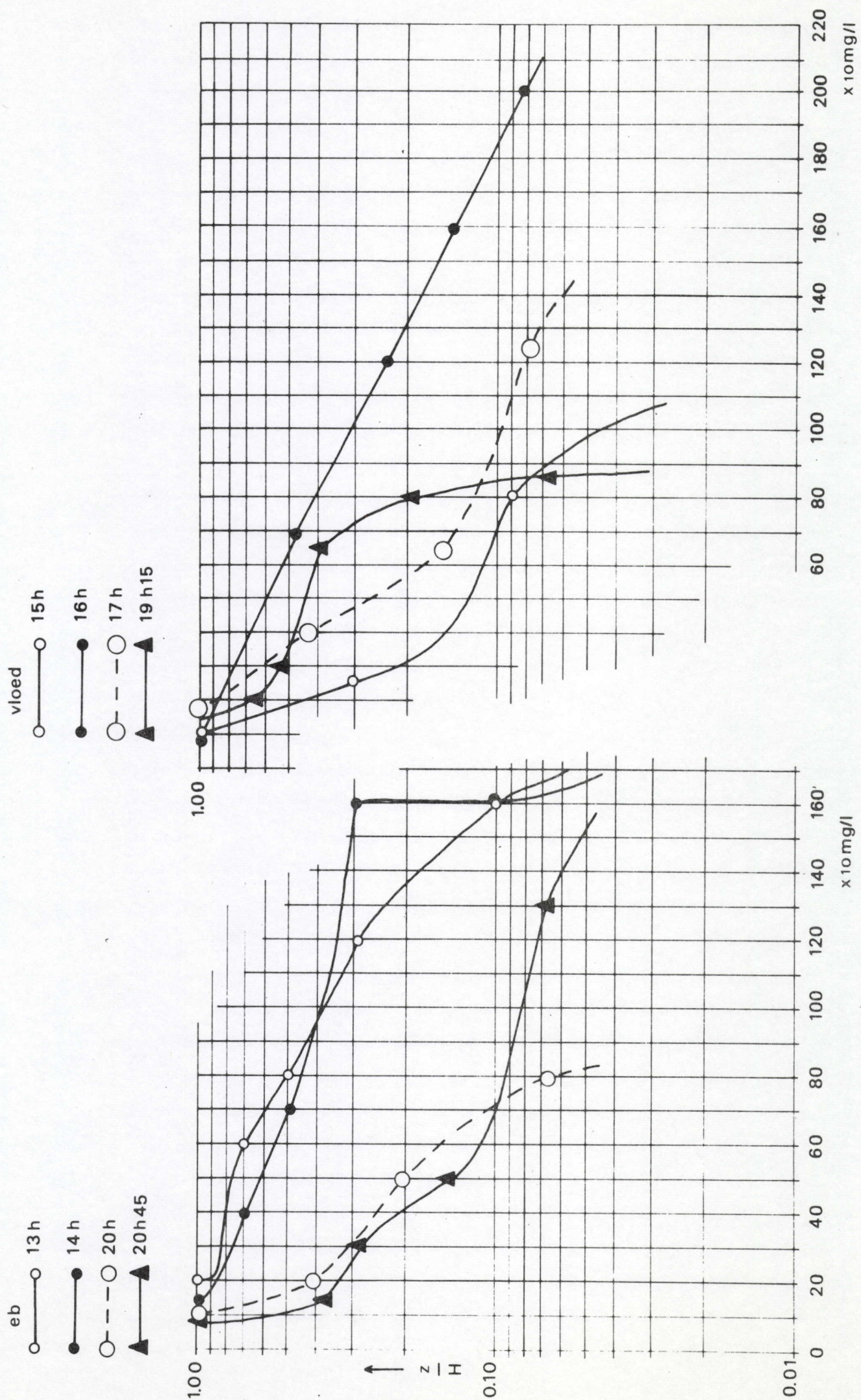


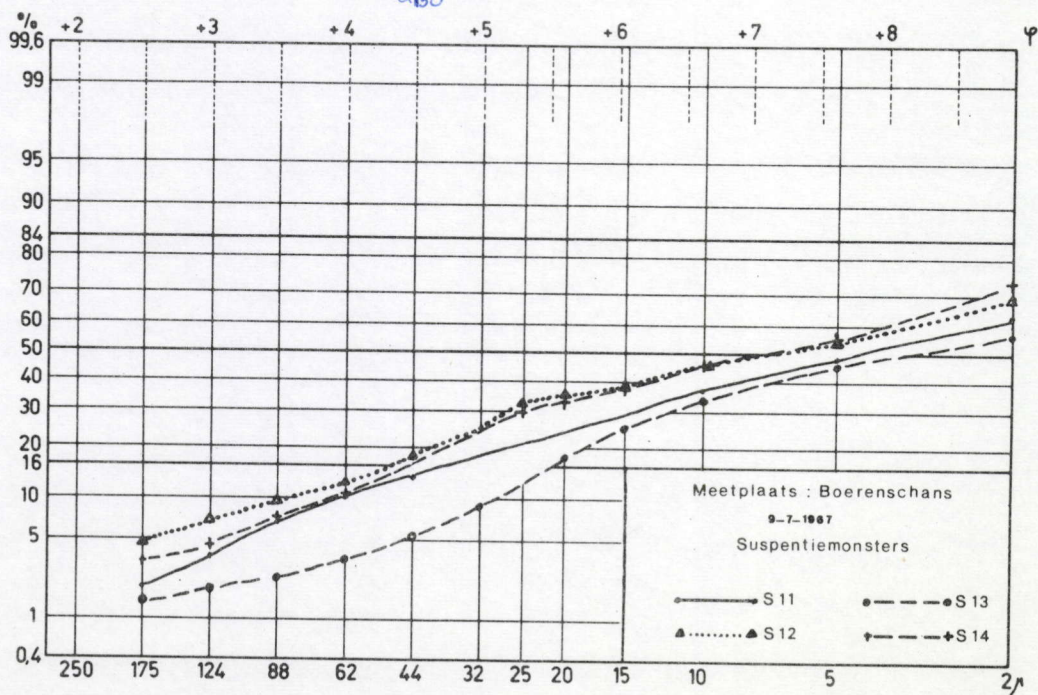
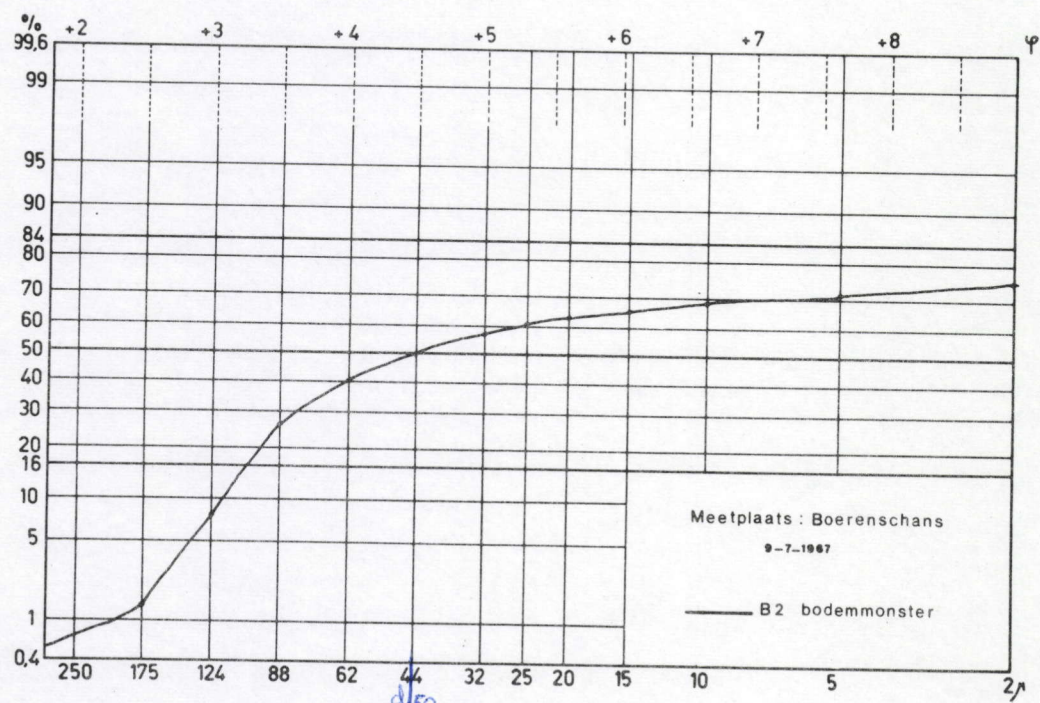
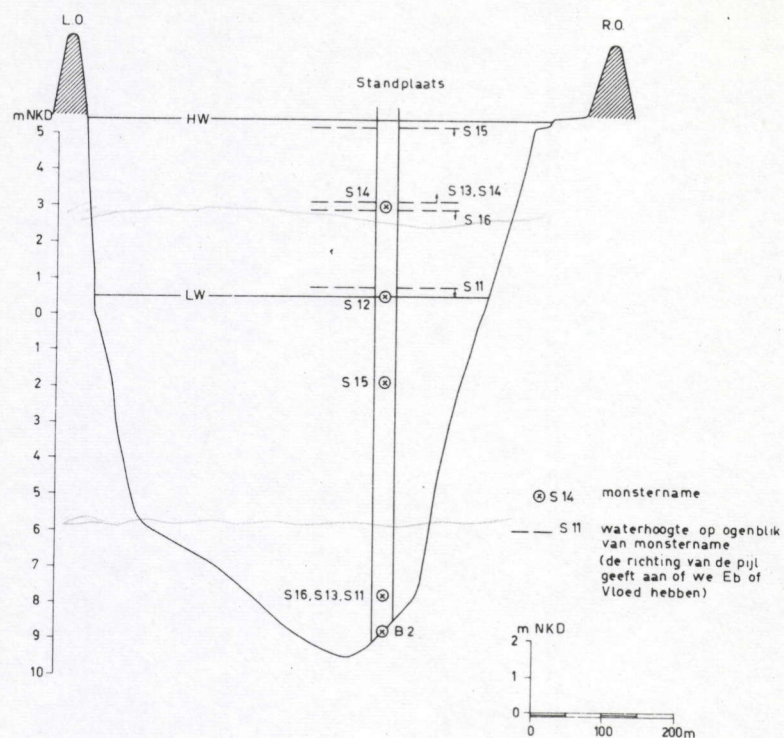


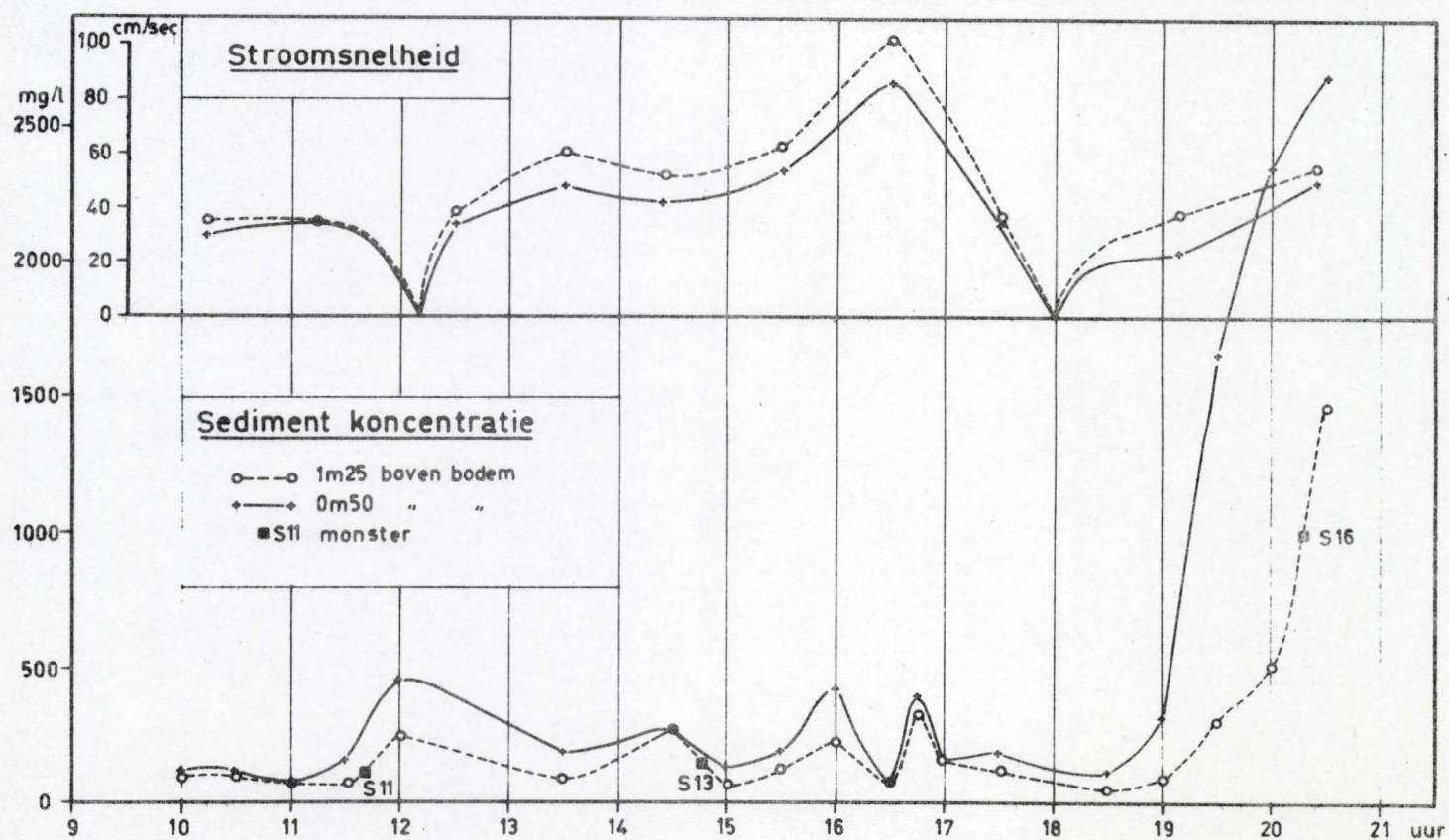
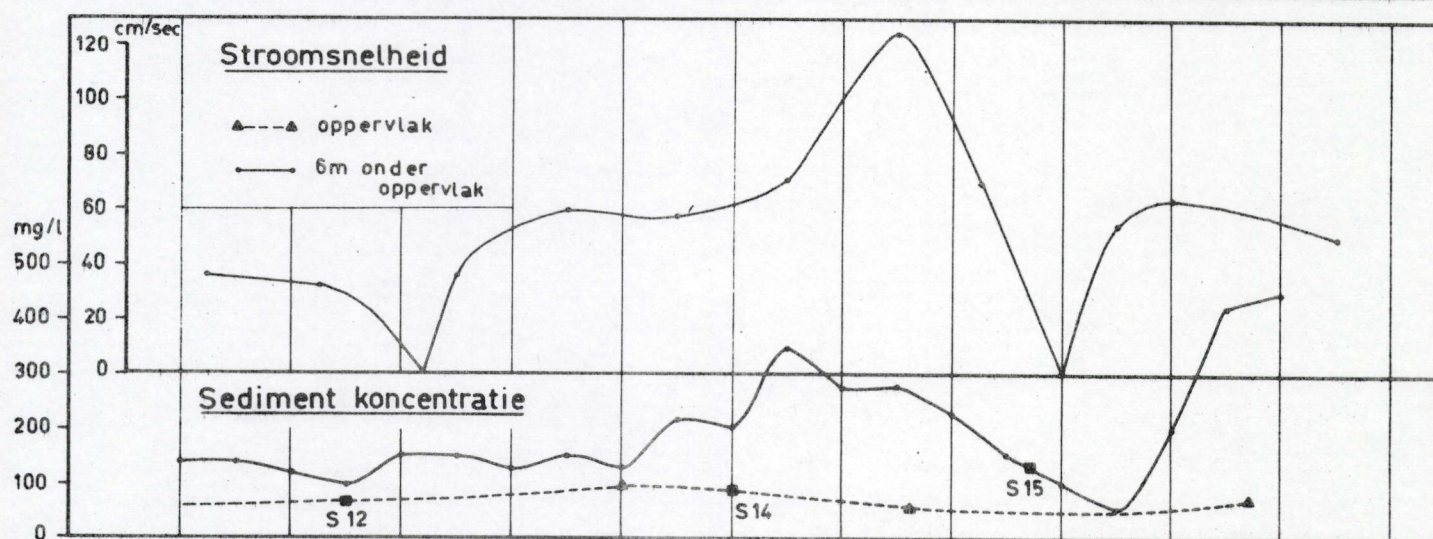
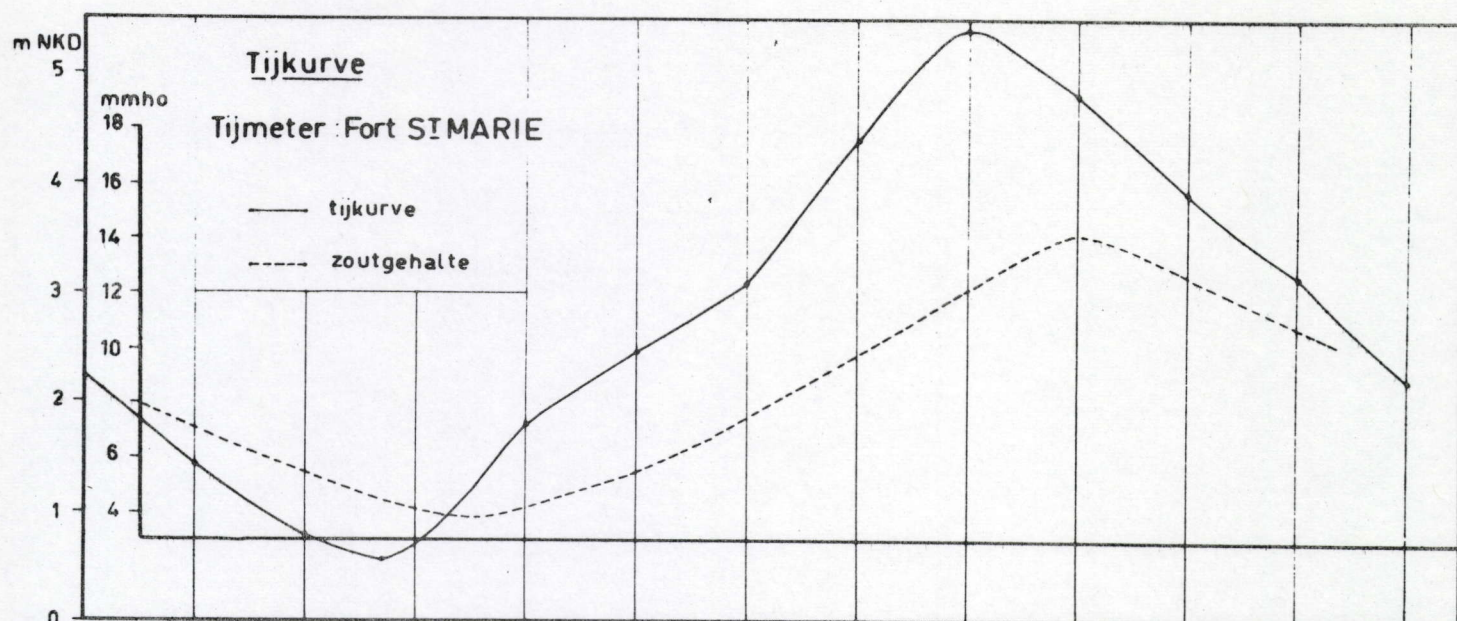


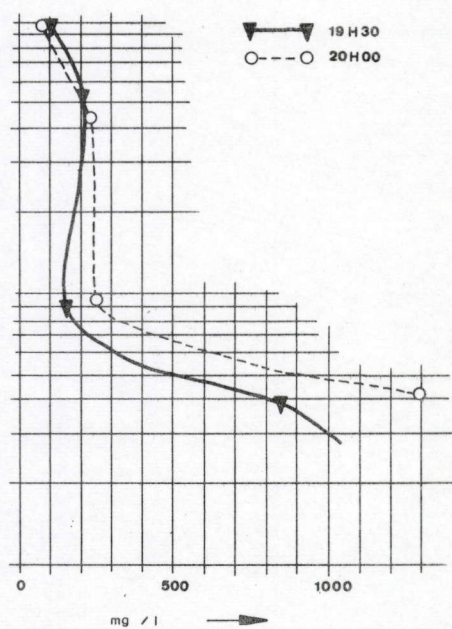
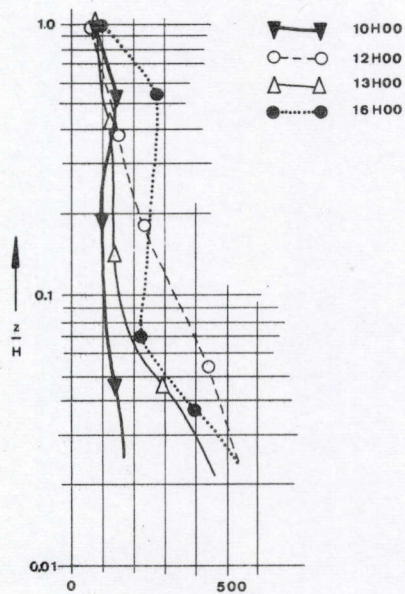
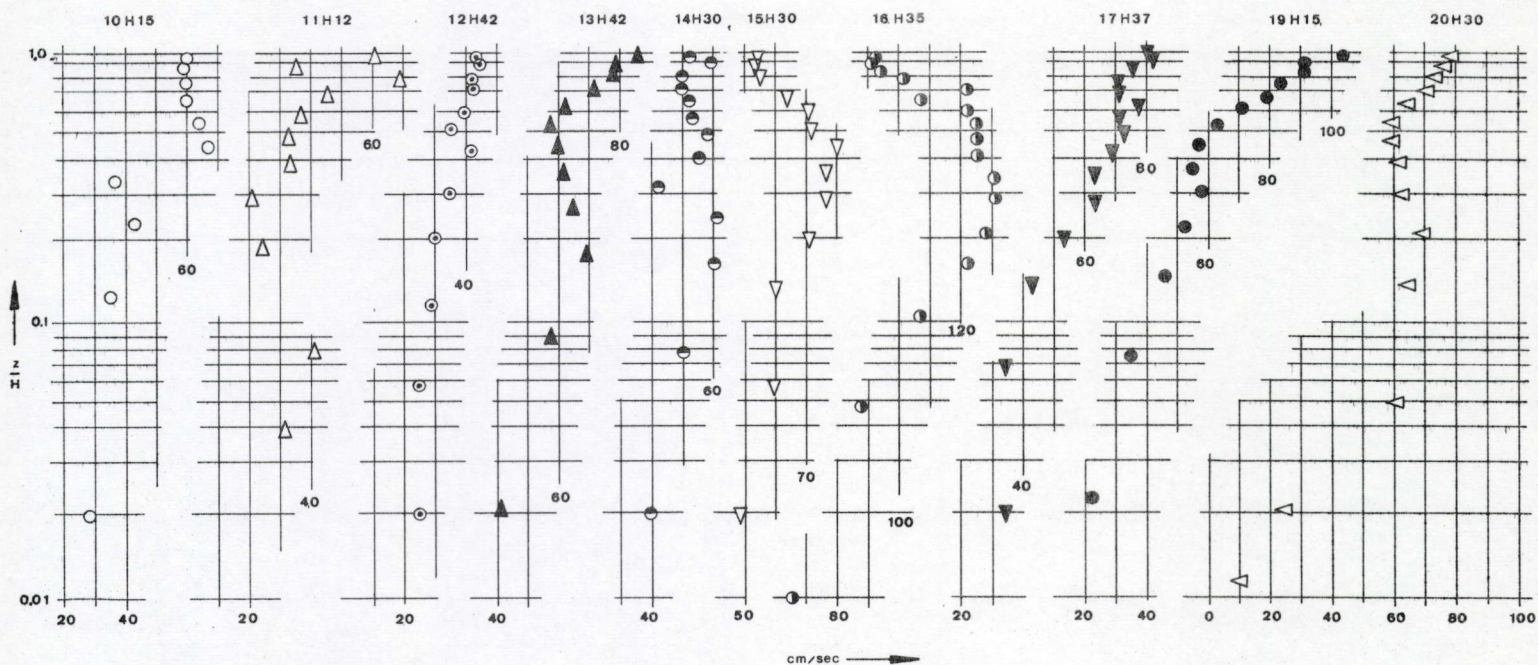


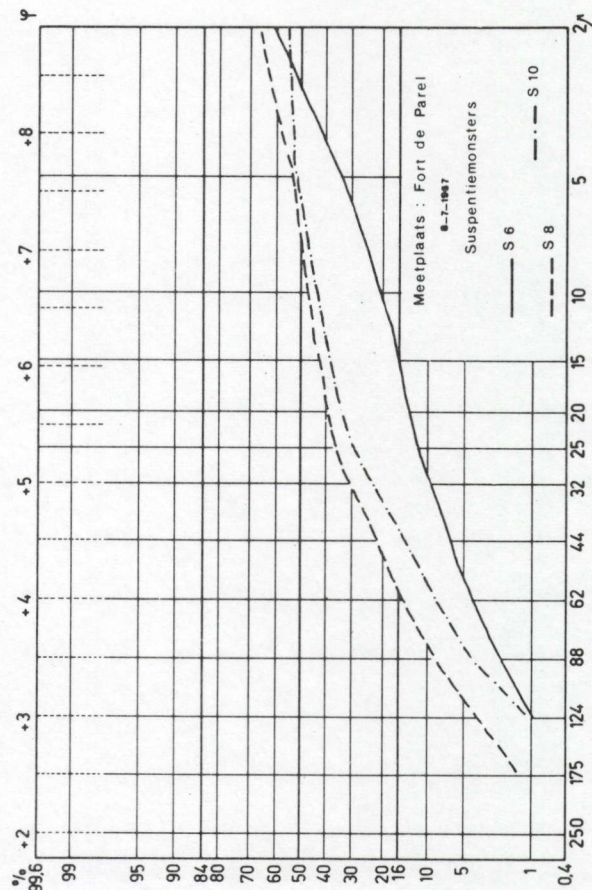
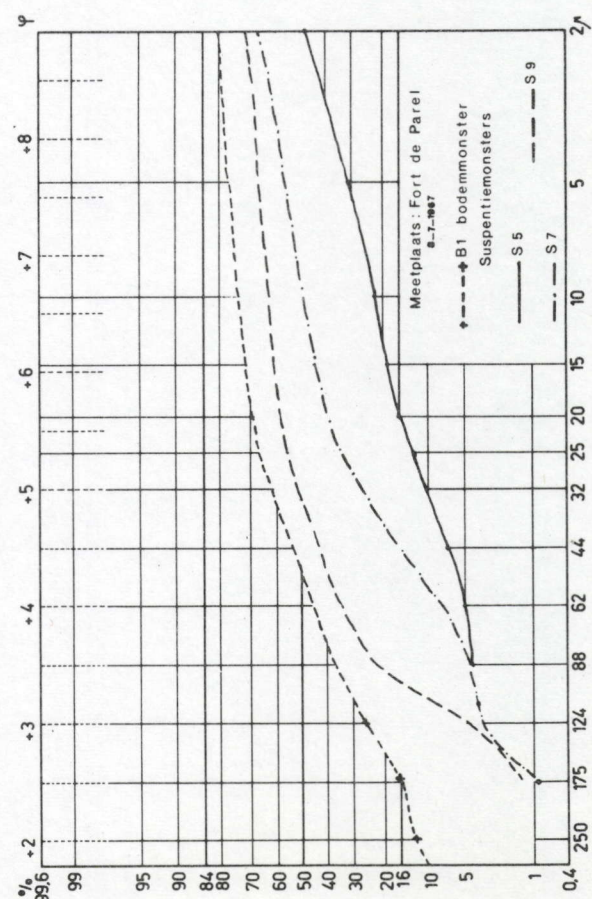
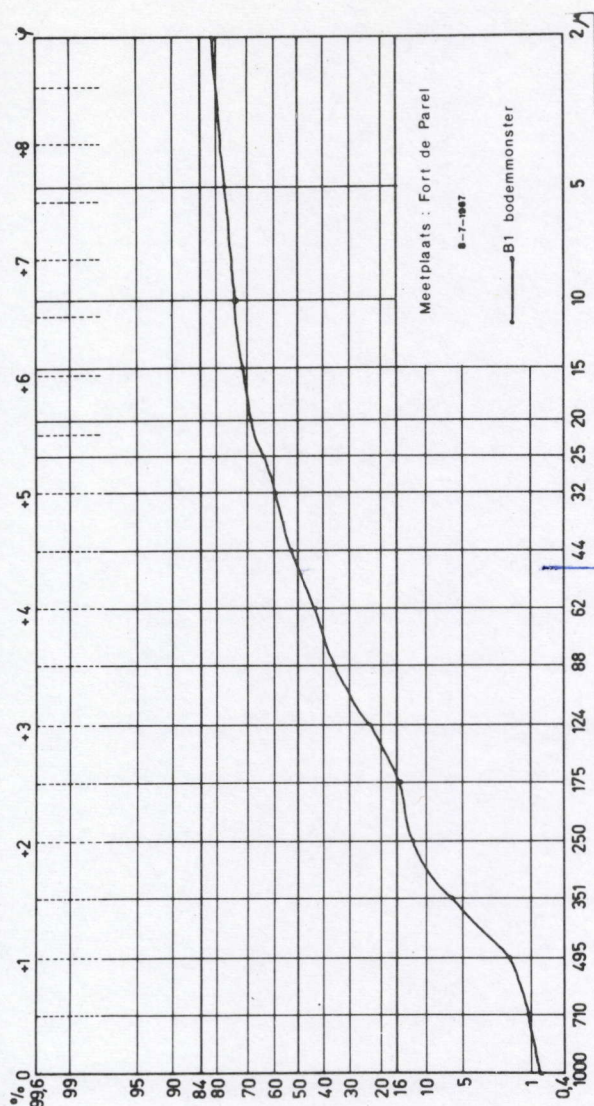
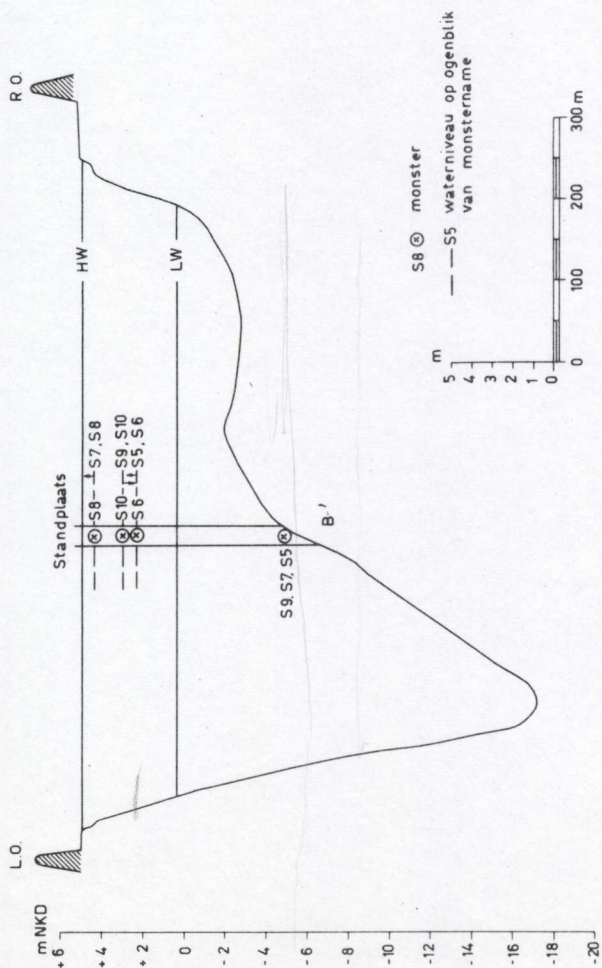


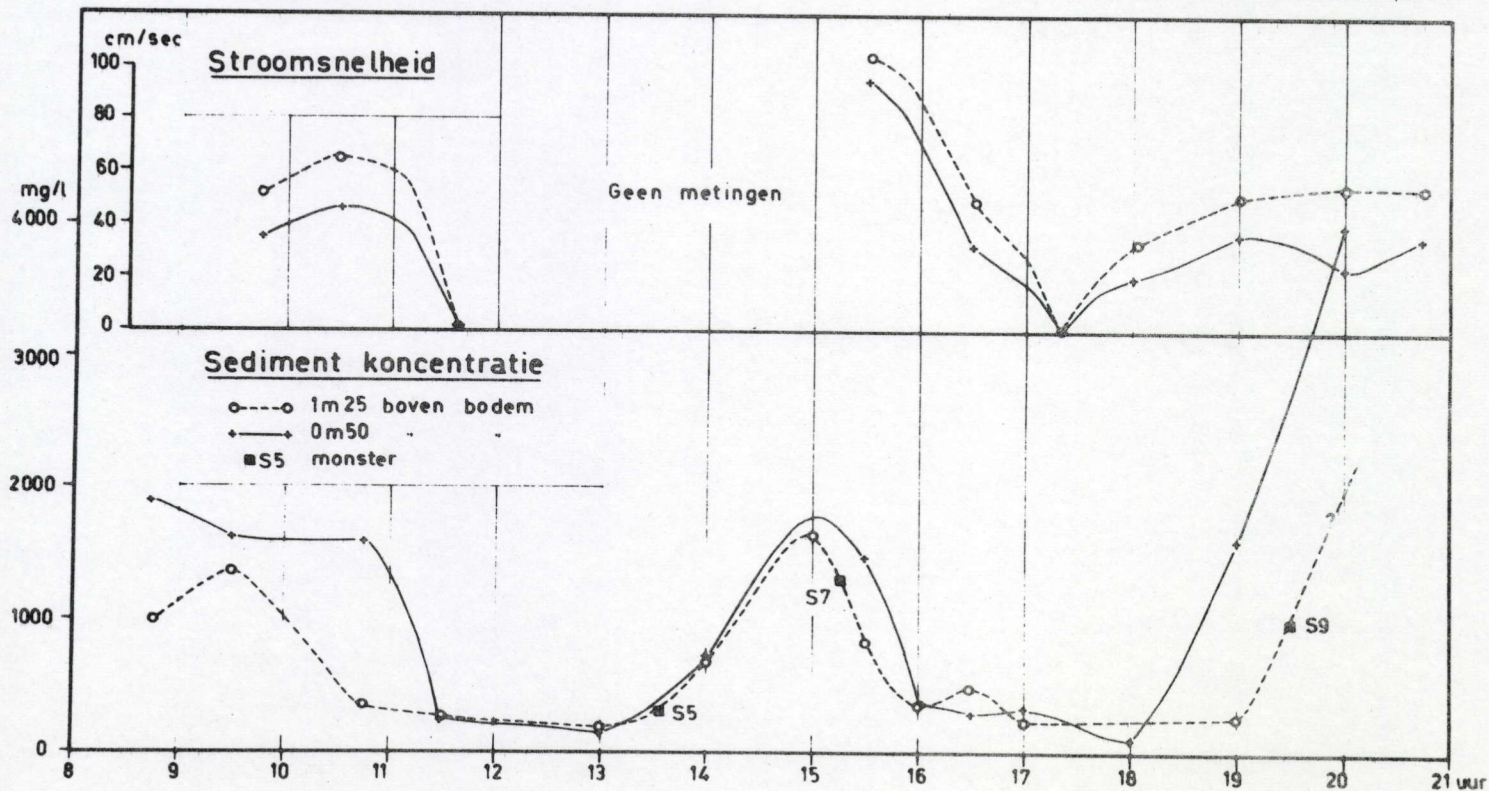
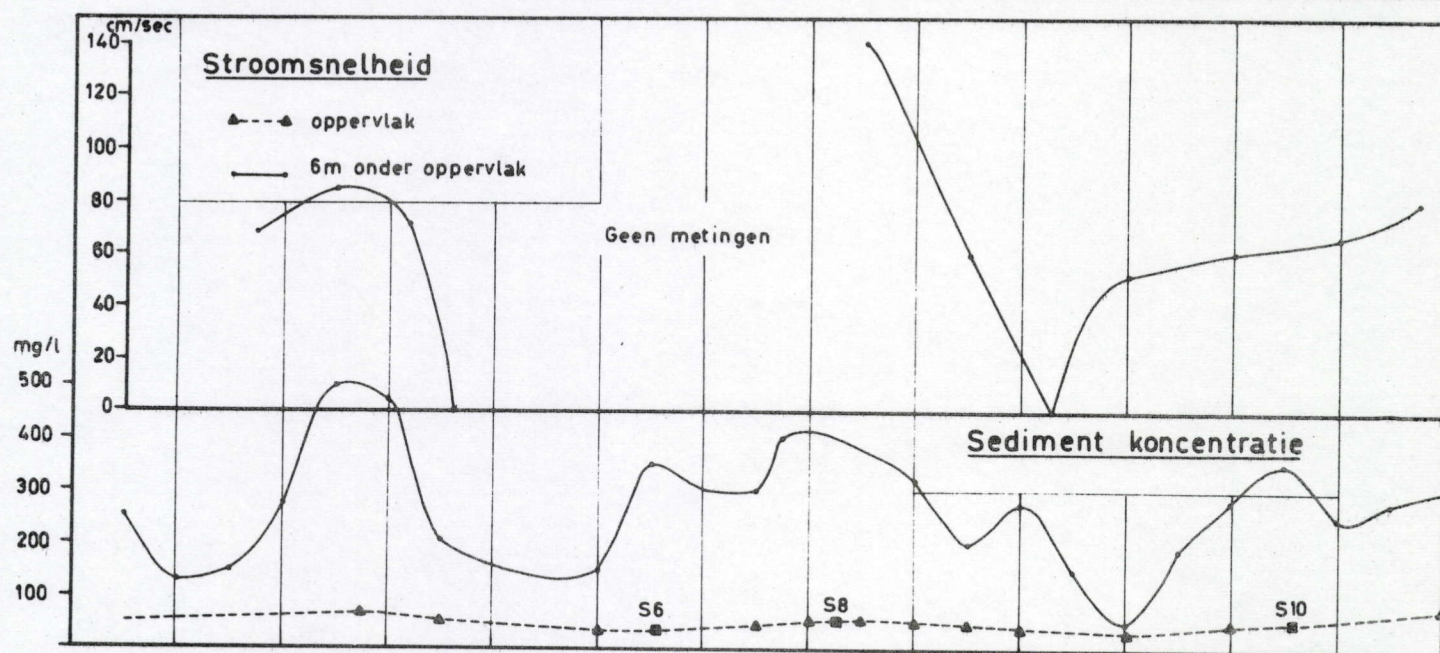
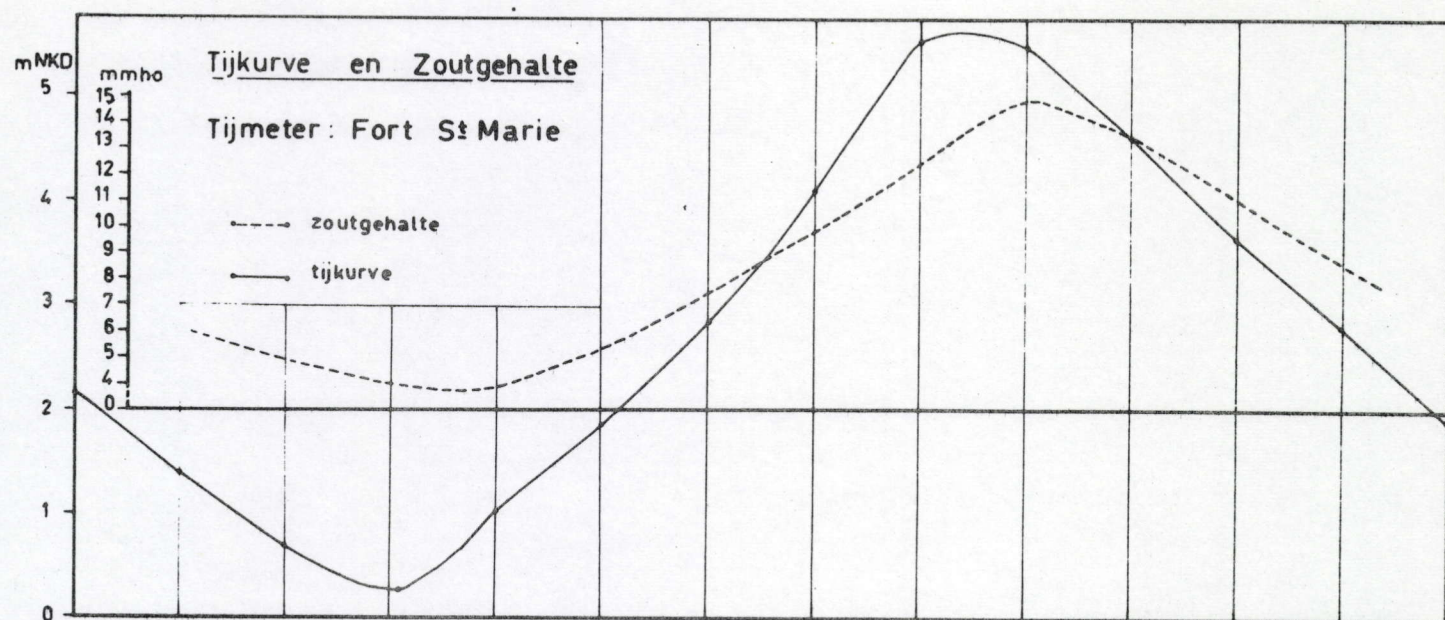


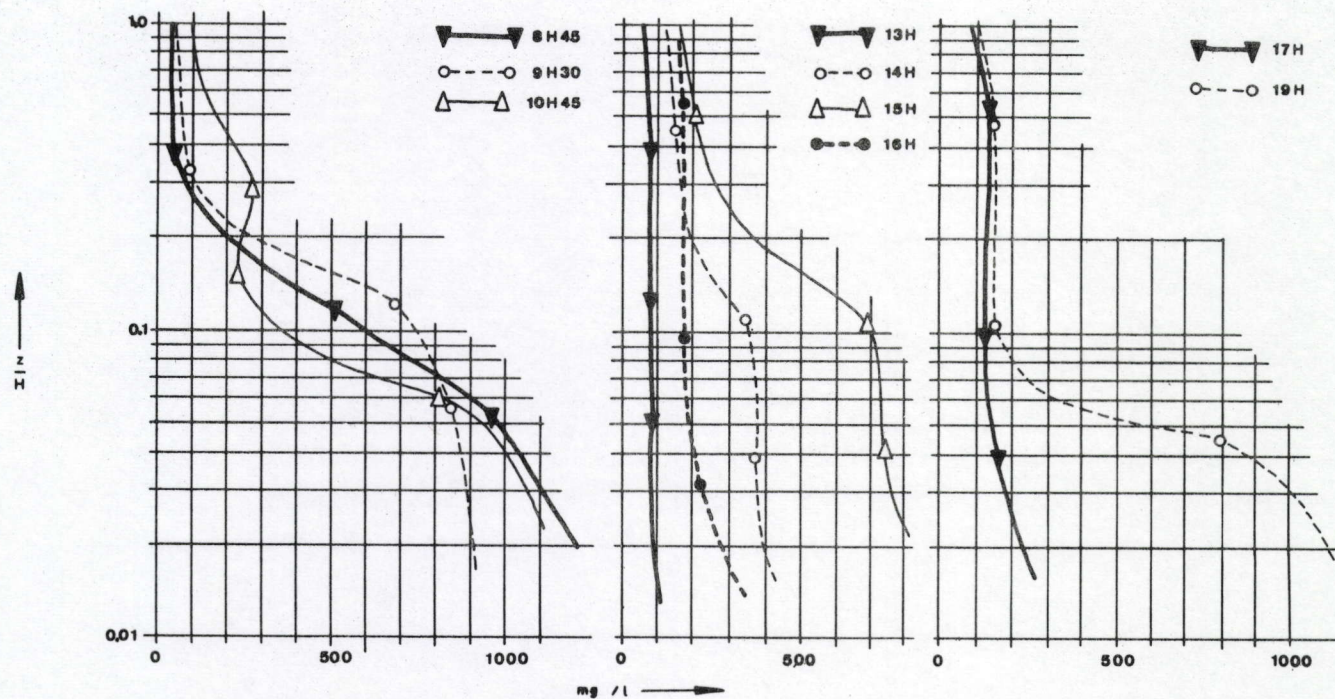
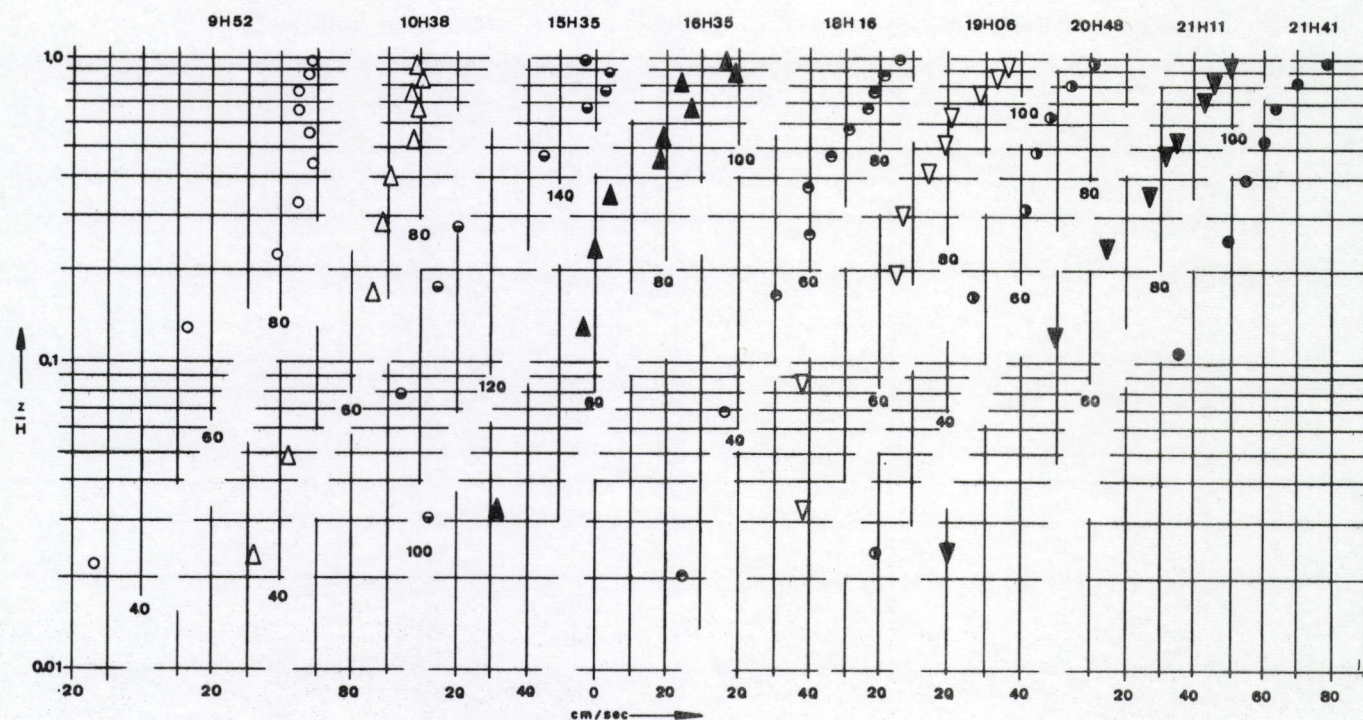


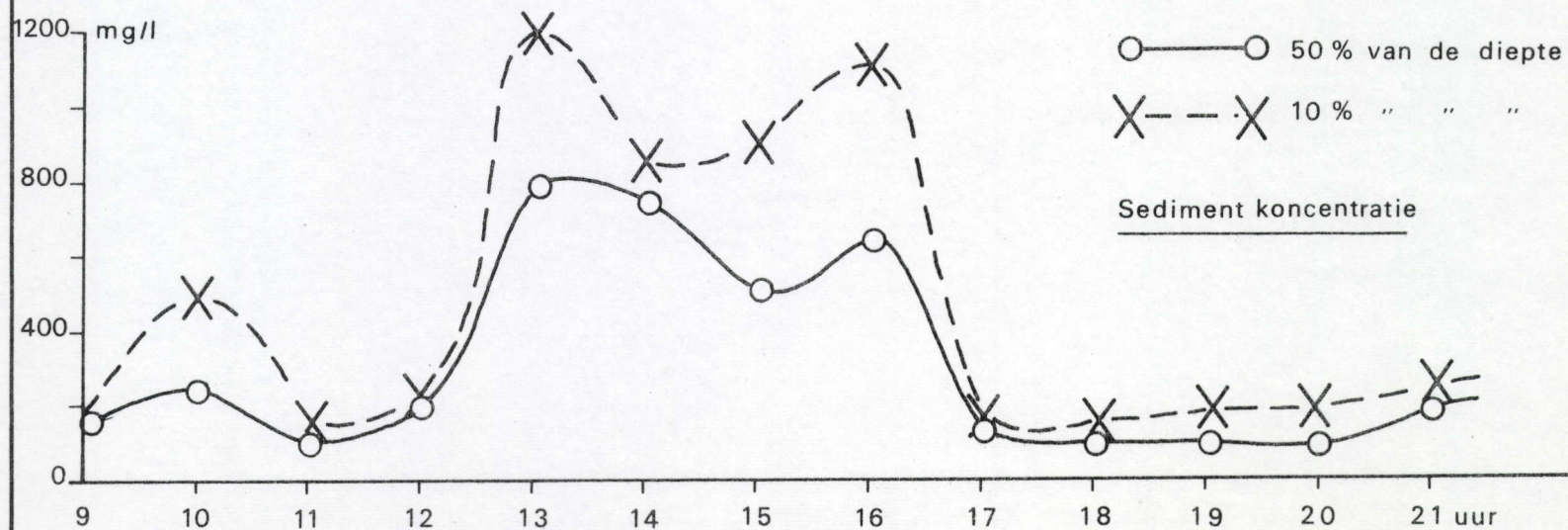
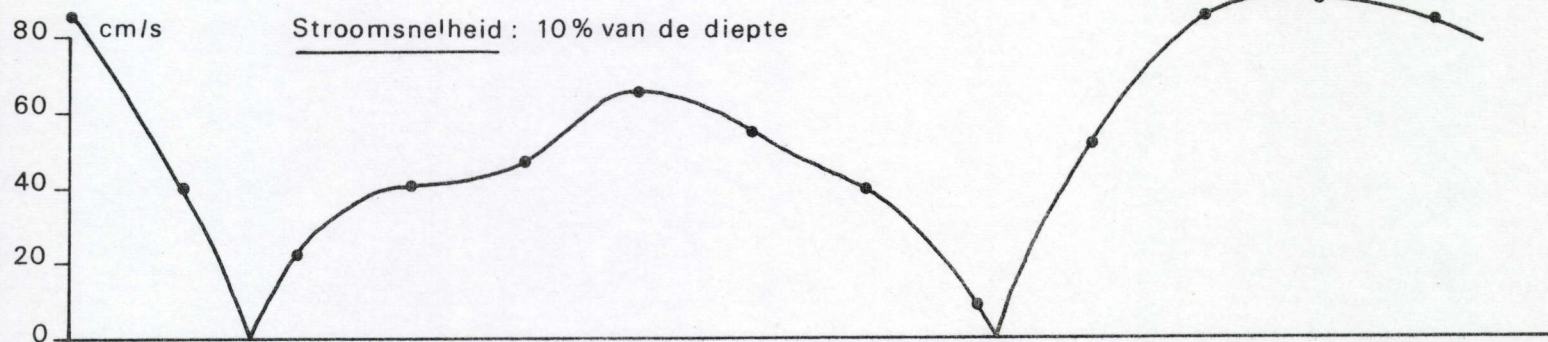
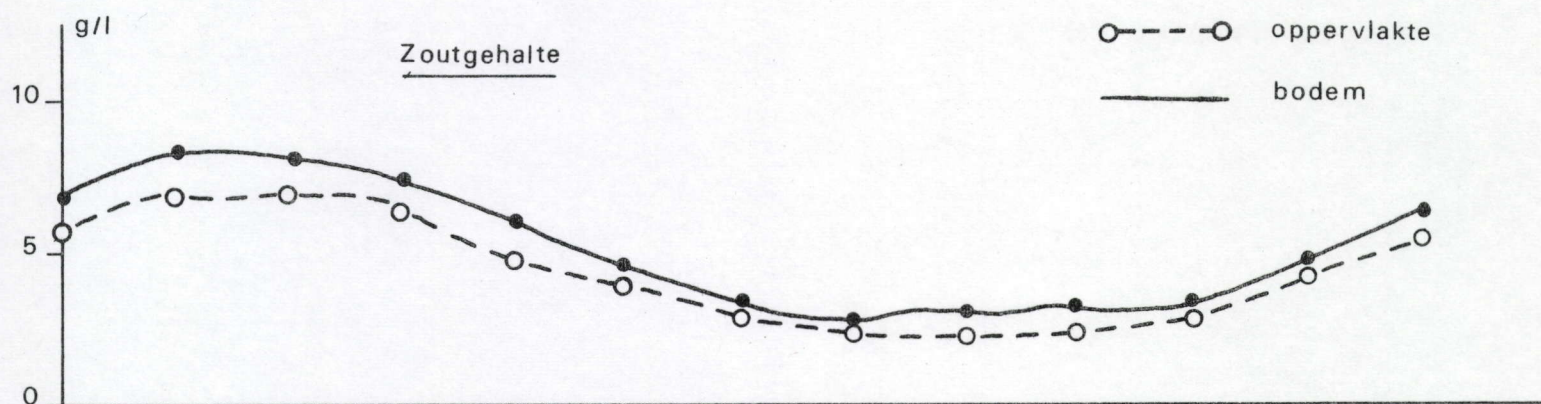
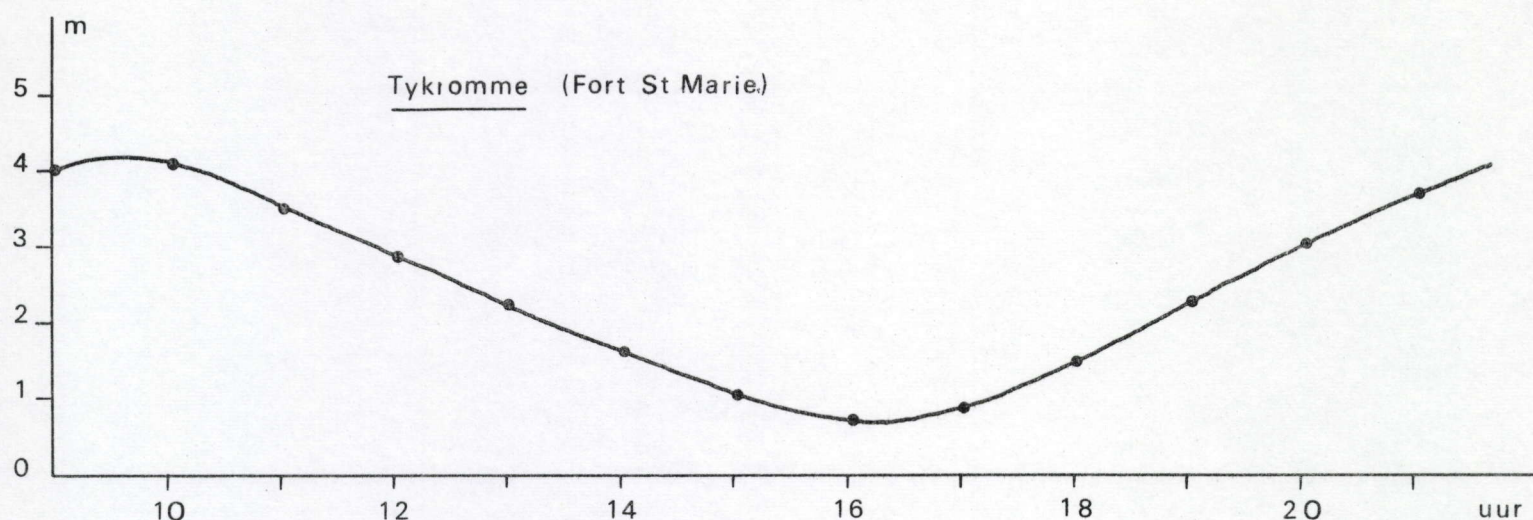


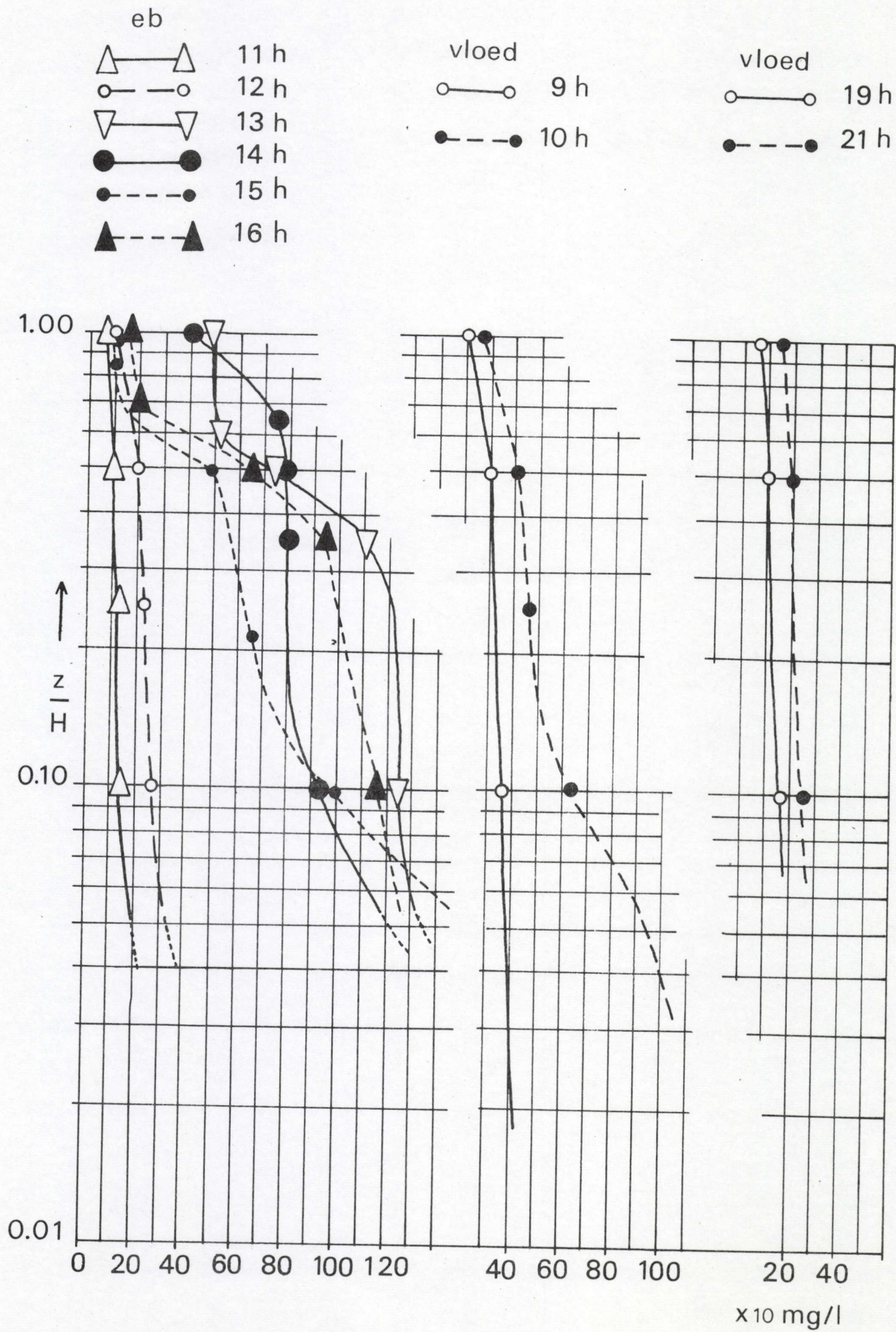




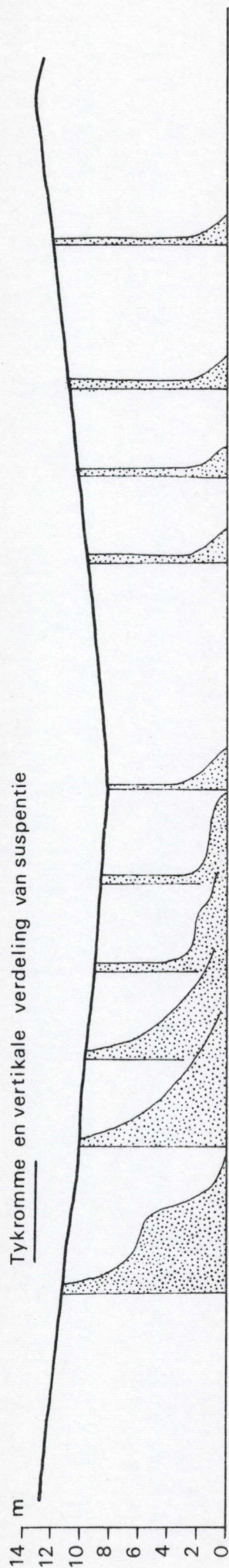




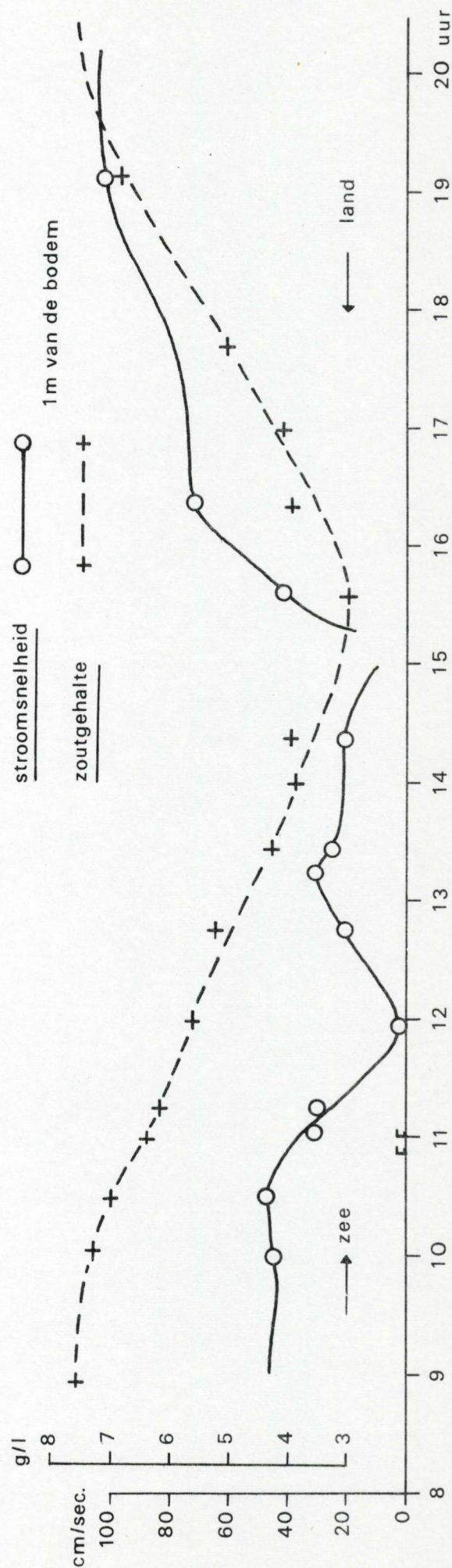
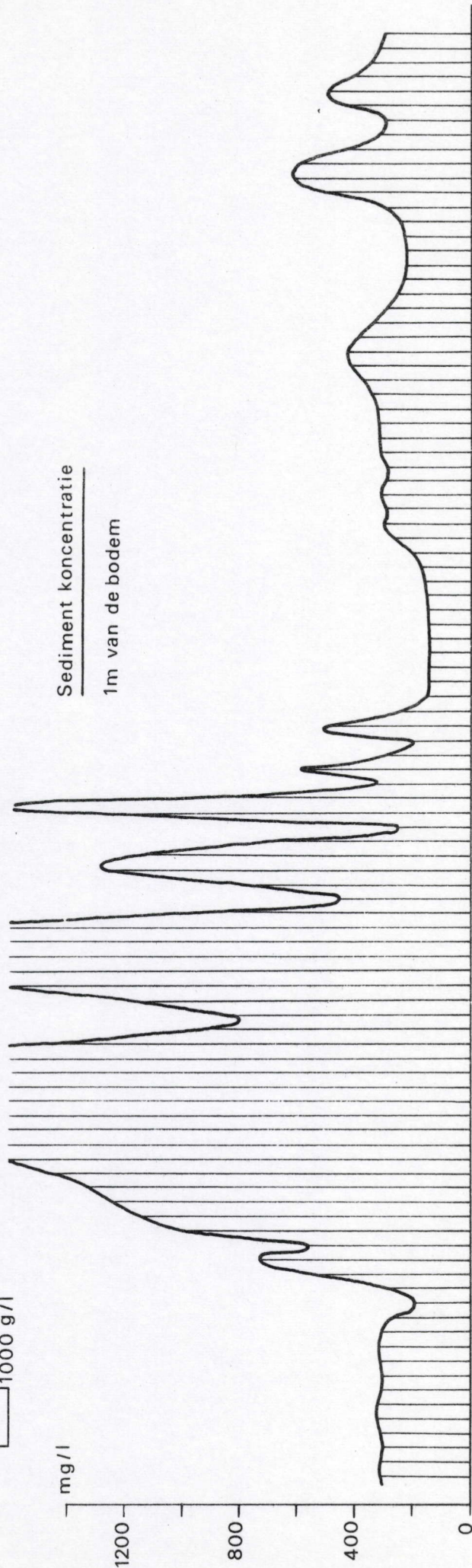




Tykromme en verticale verdeling van suspentie



Sediment konzentratie
1m van de bodem

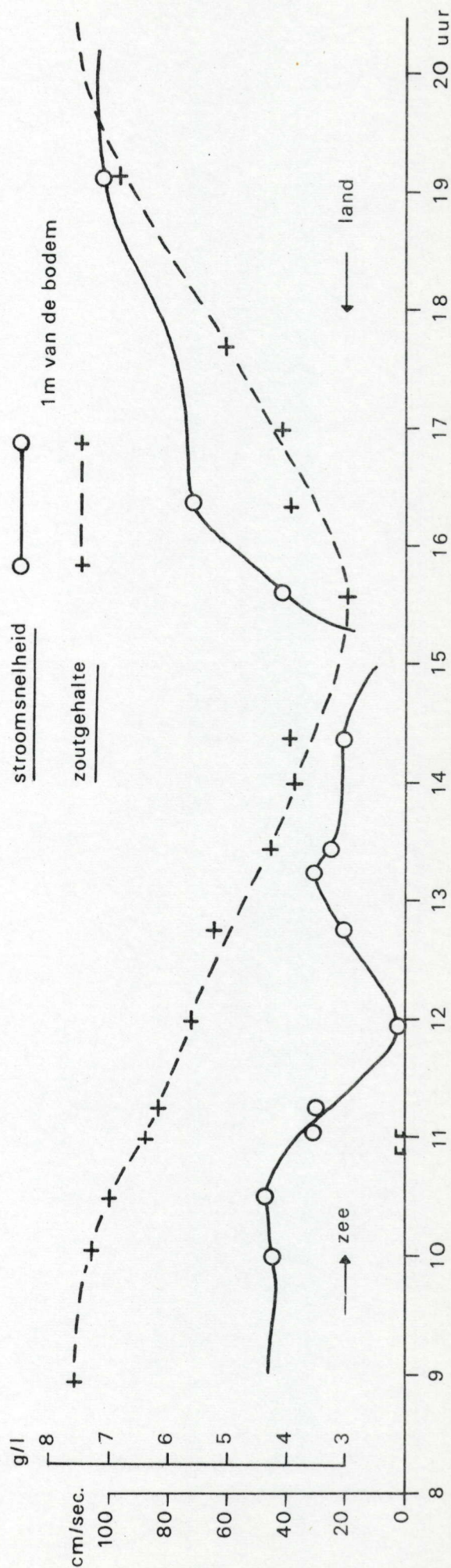


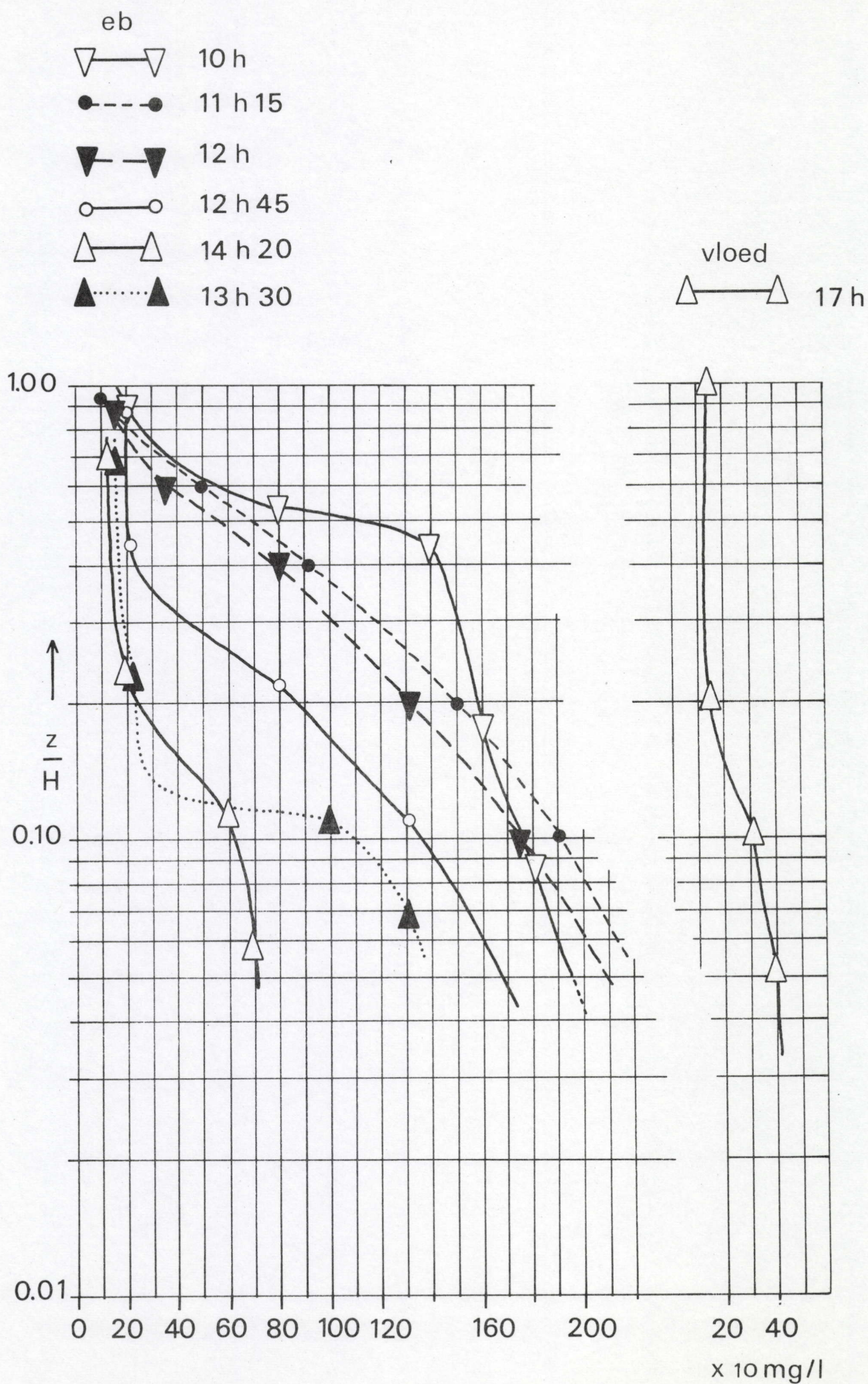
stromingsnelheid

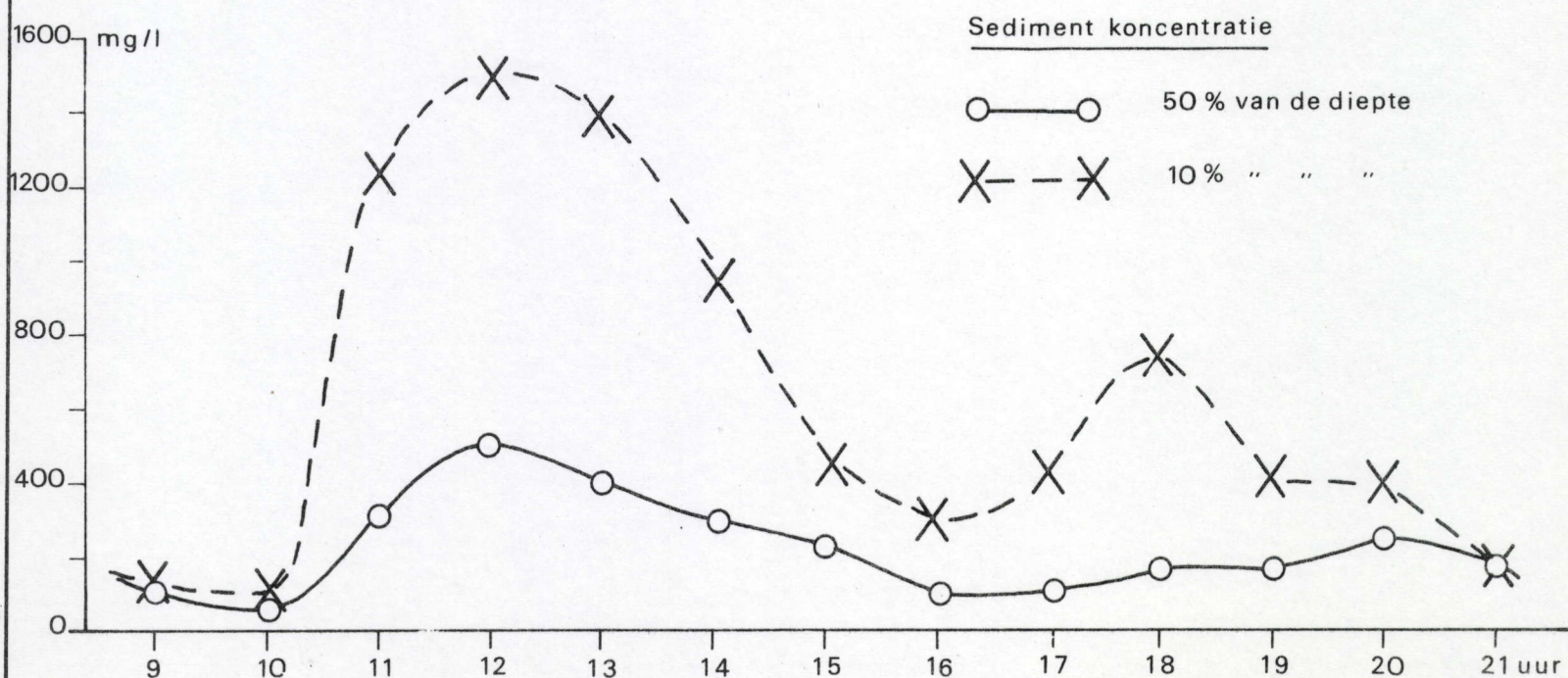
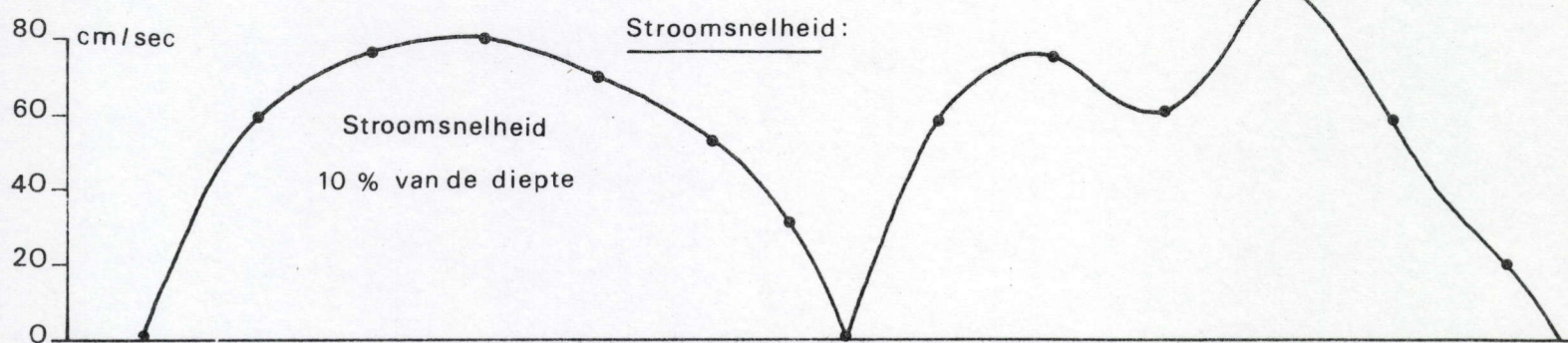
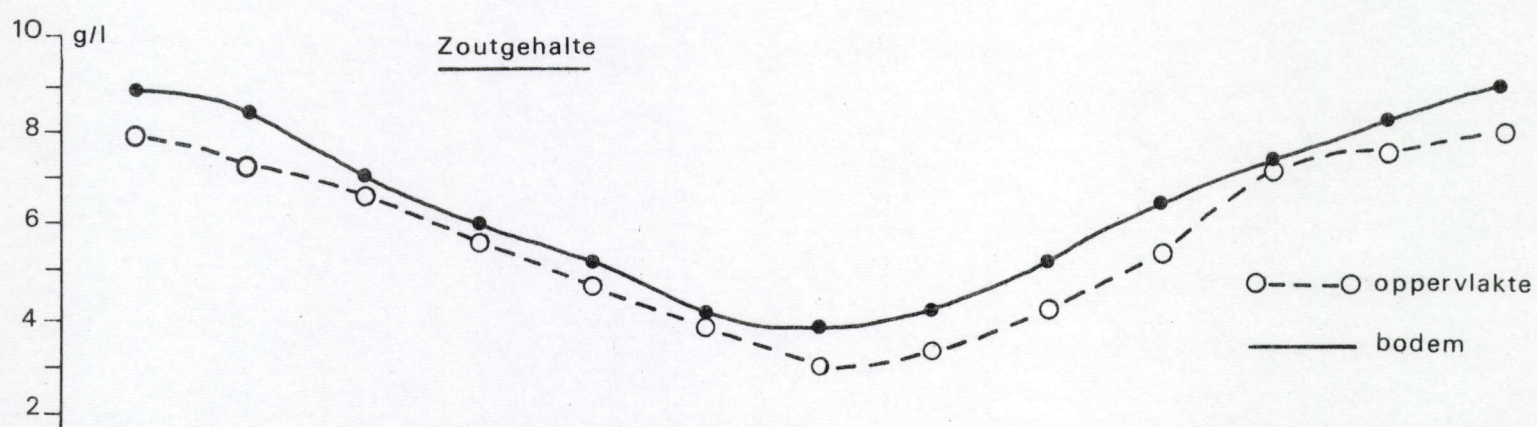
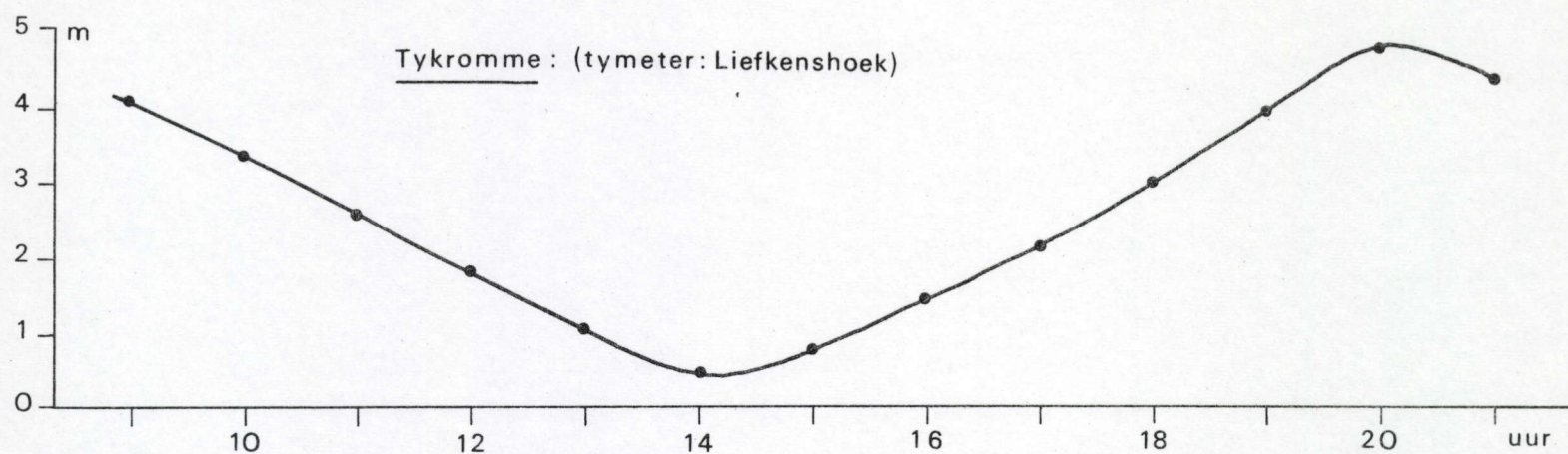
1m van de bodem

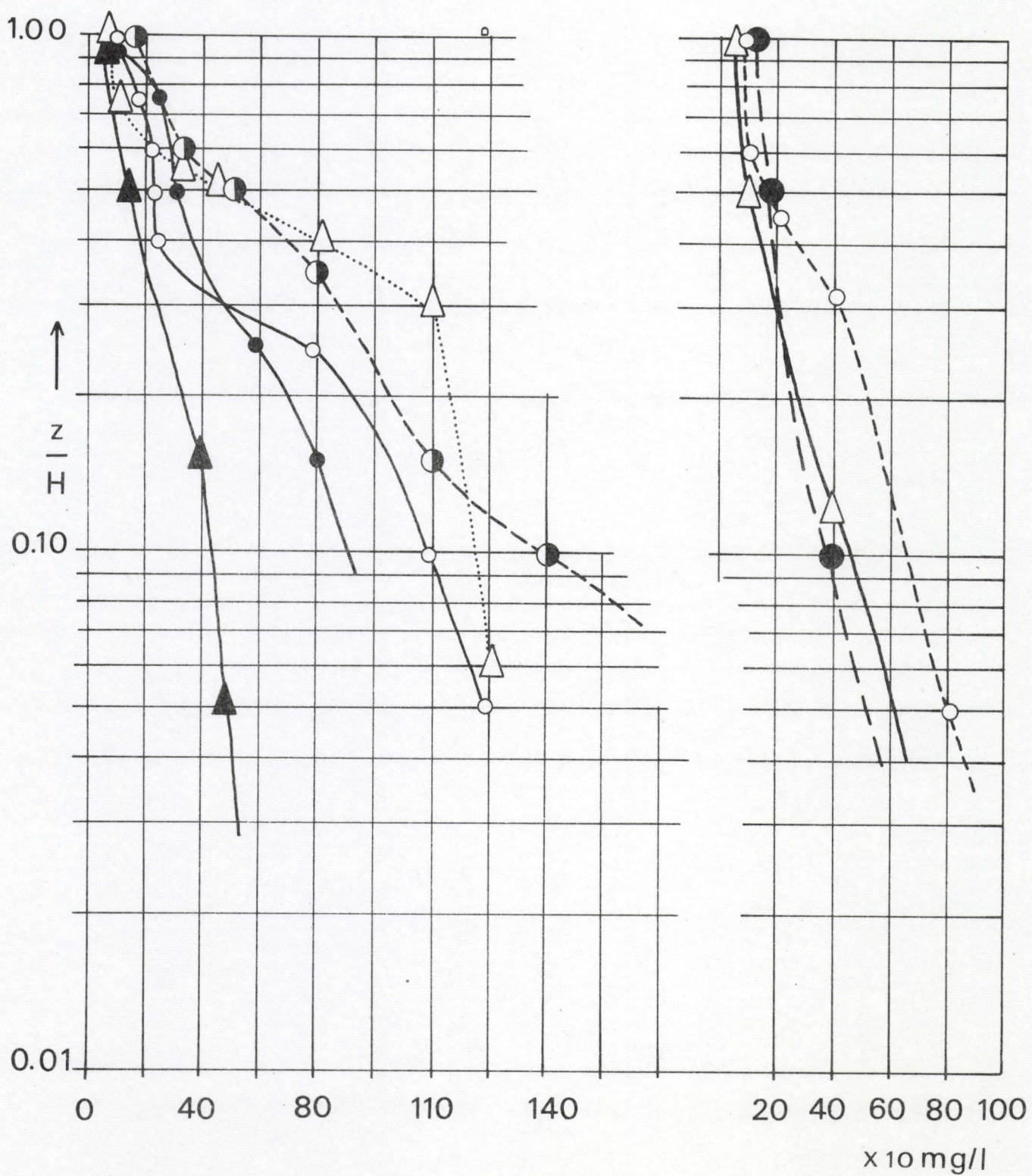
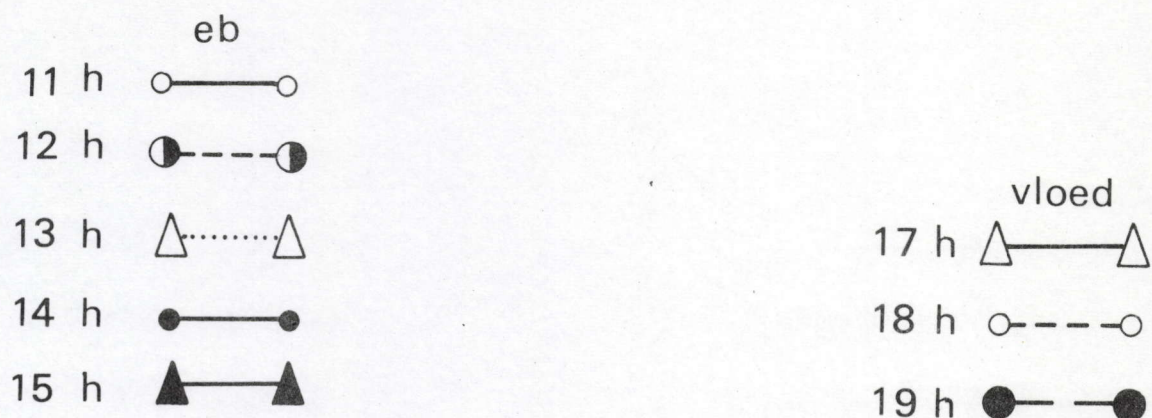
zoutgehalte

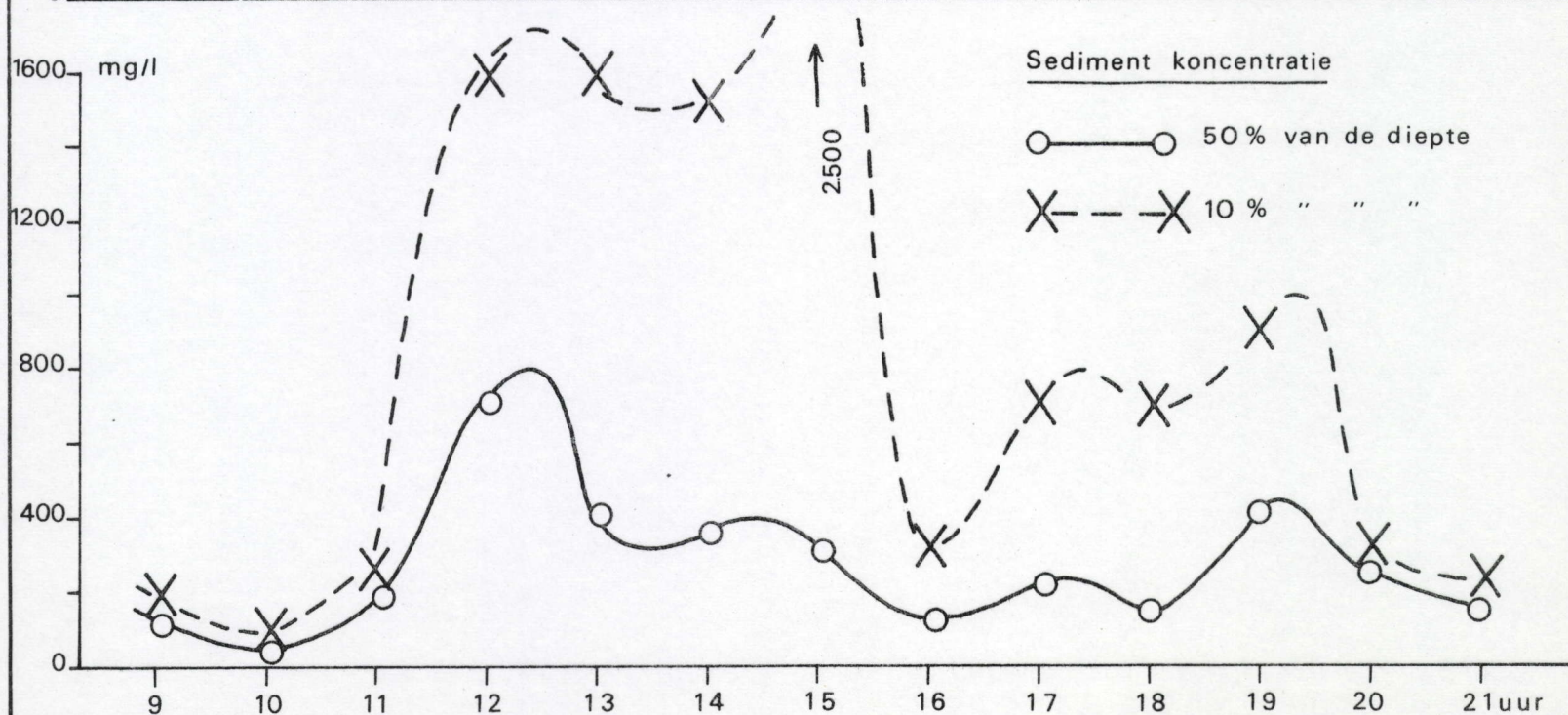
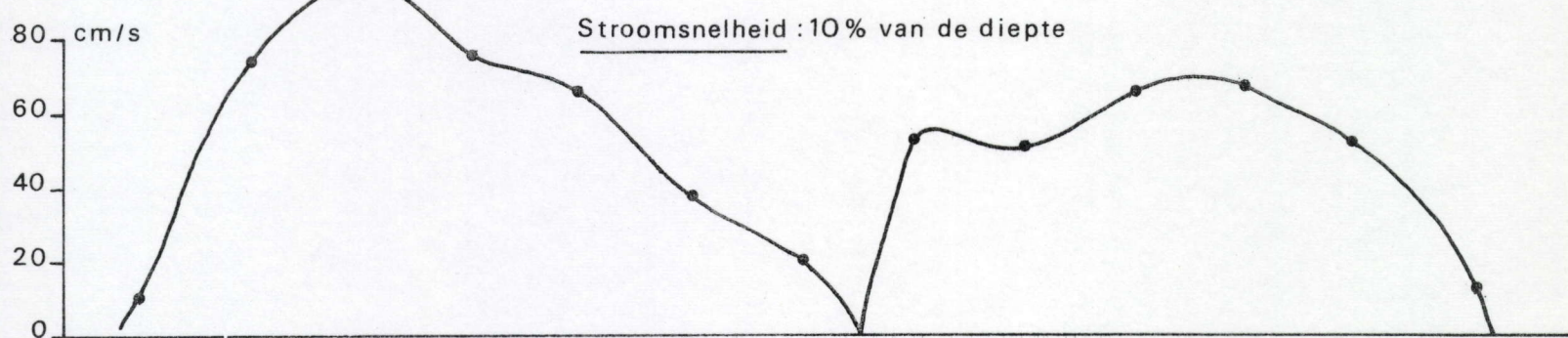
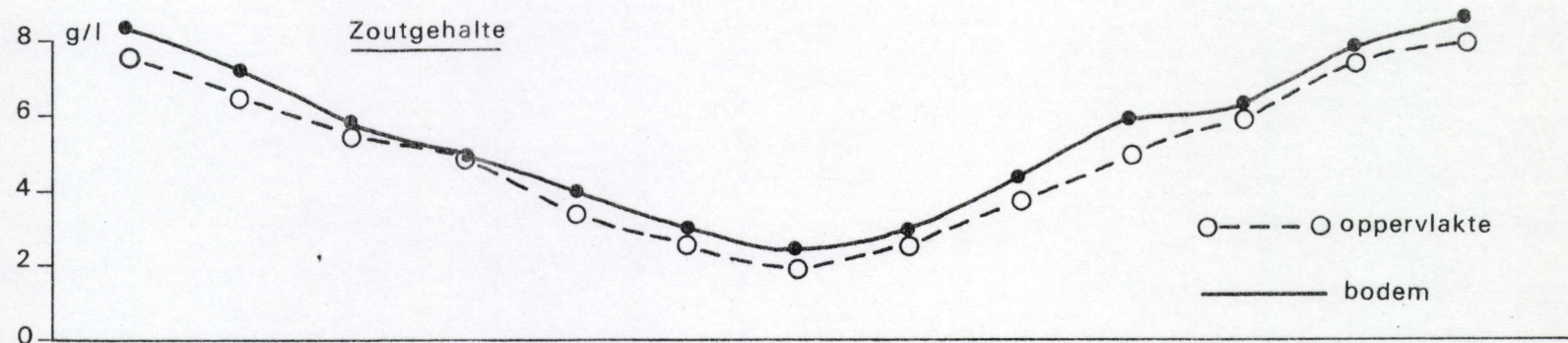
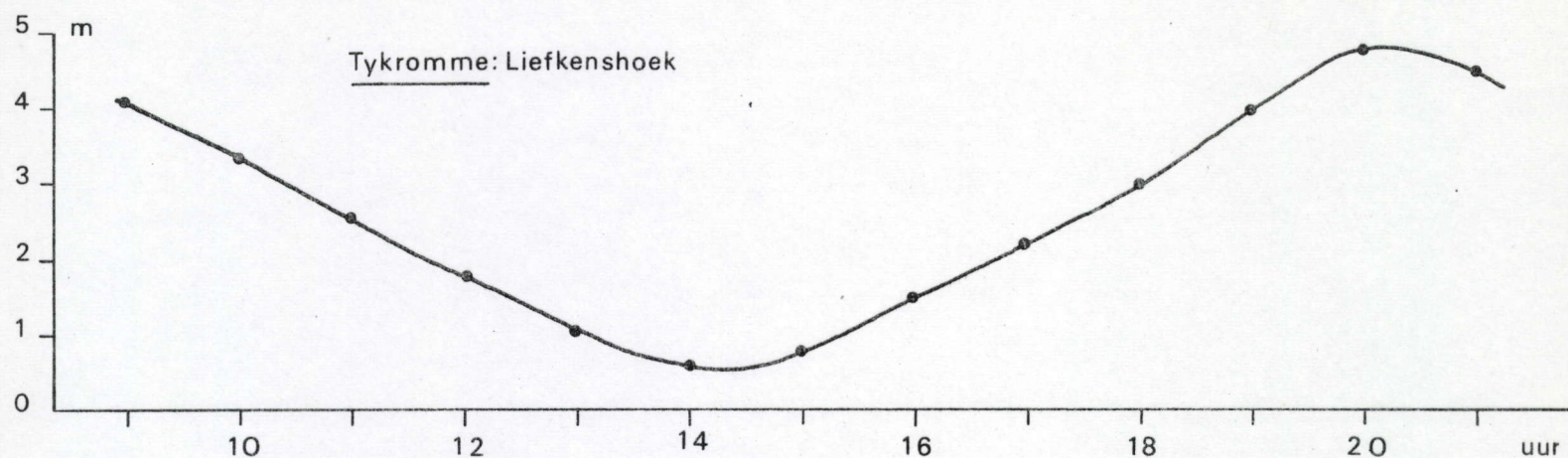
1m van de bodem











eb

12 h ○ — ○

13 h ● ●

14 h ◐ — — ◐

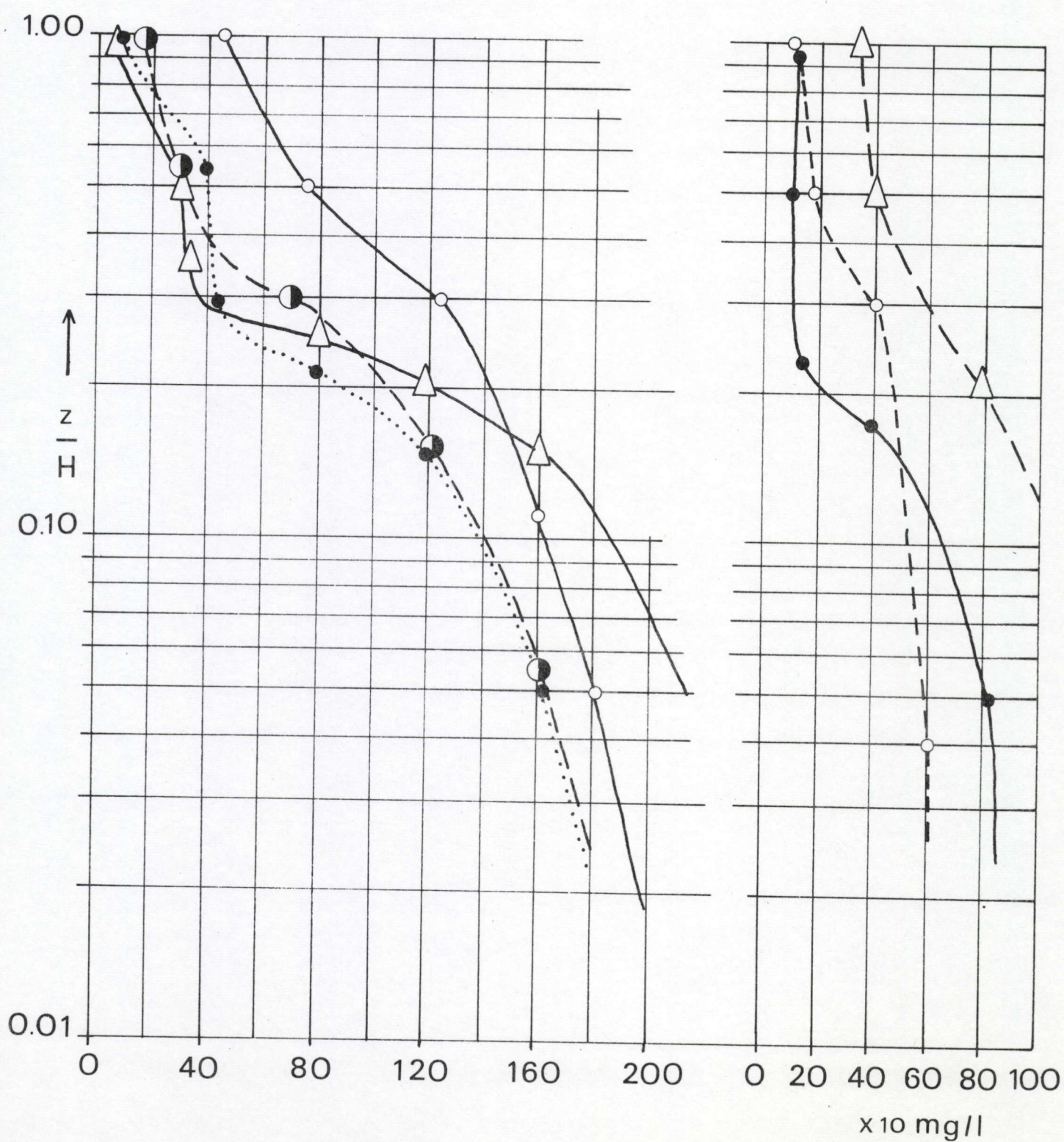
15 h △ — — △

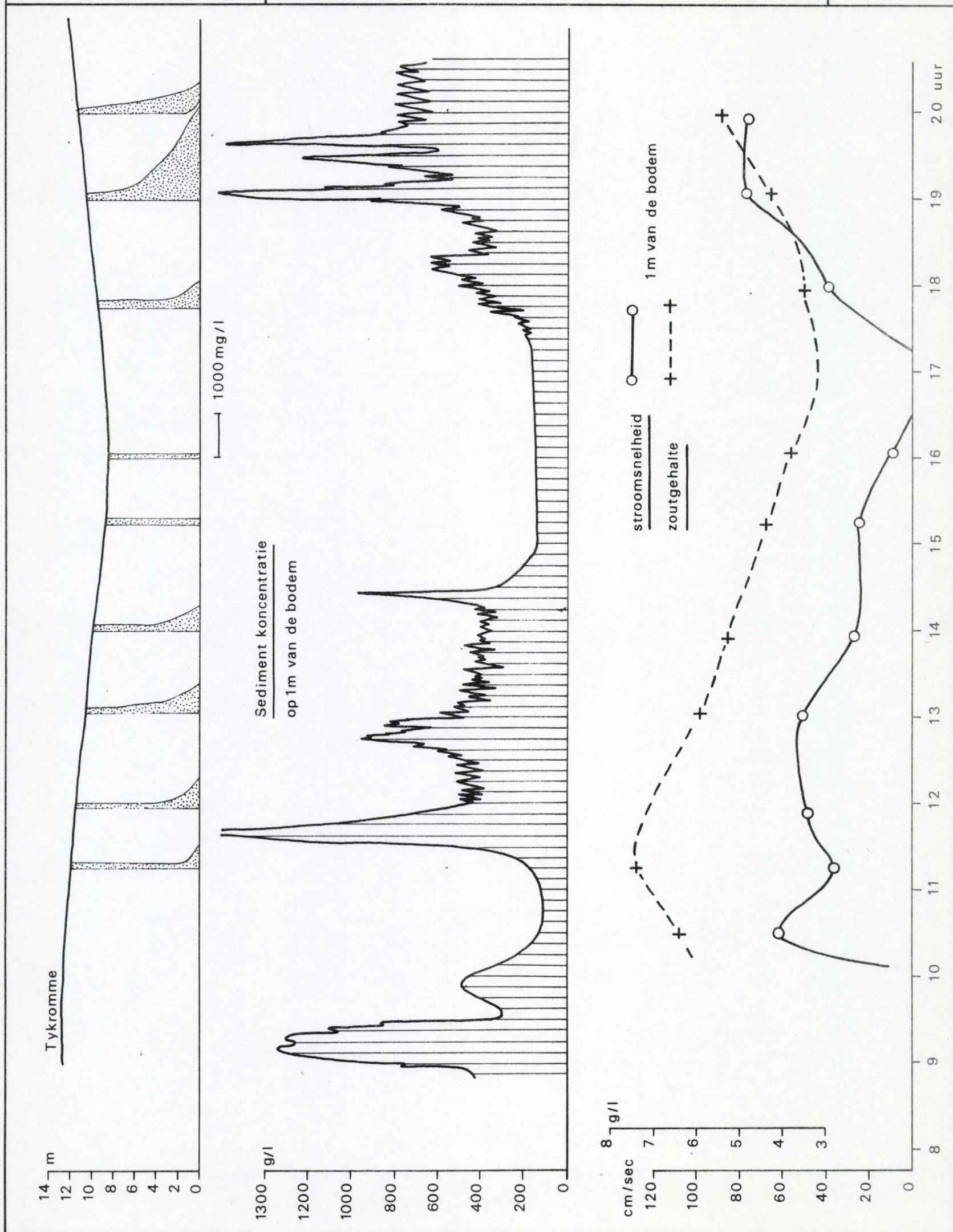
vloed

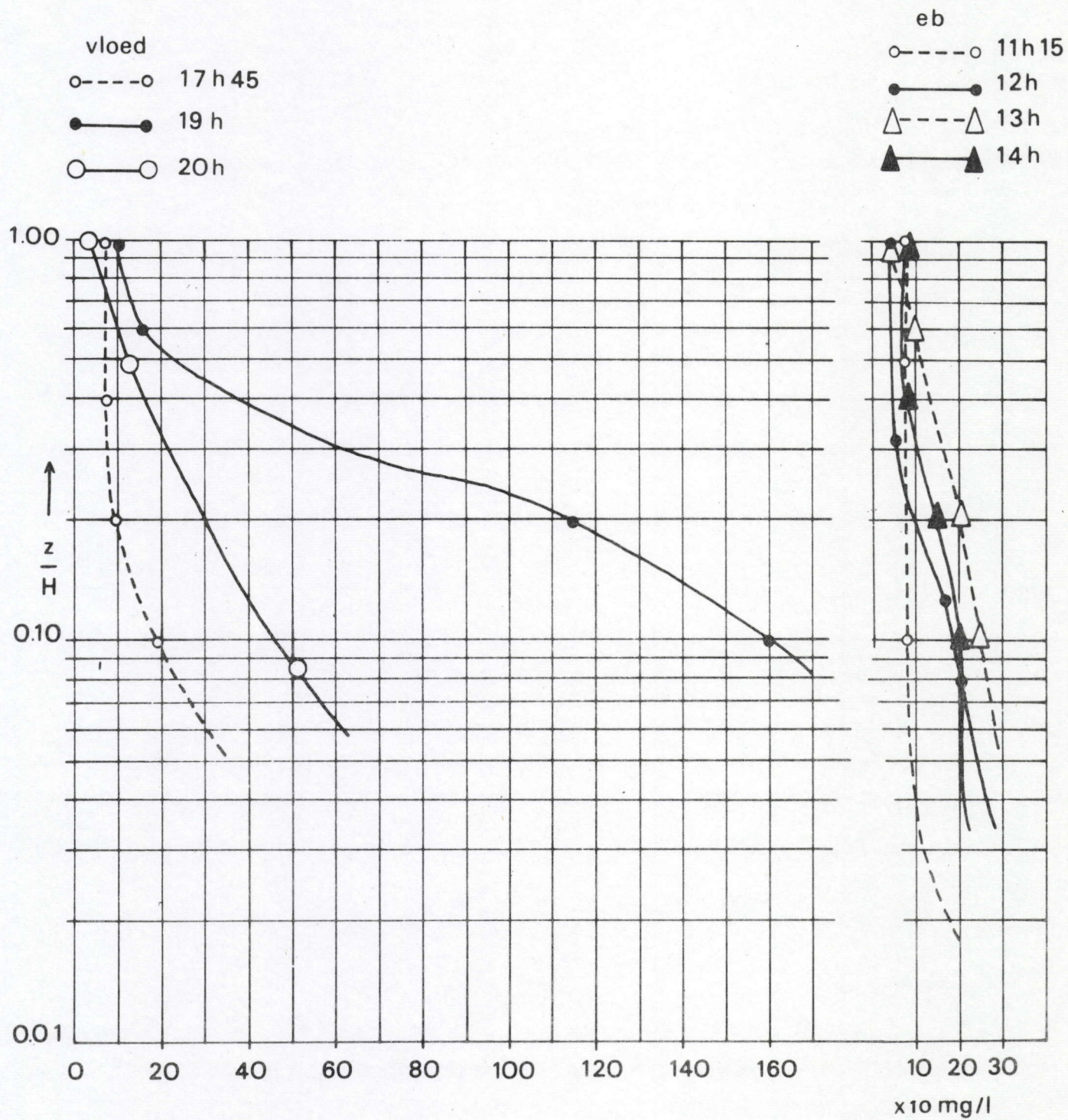
17 h ○ - - - ○

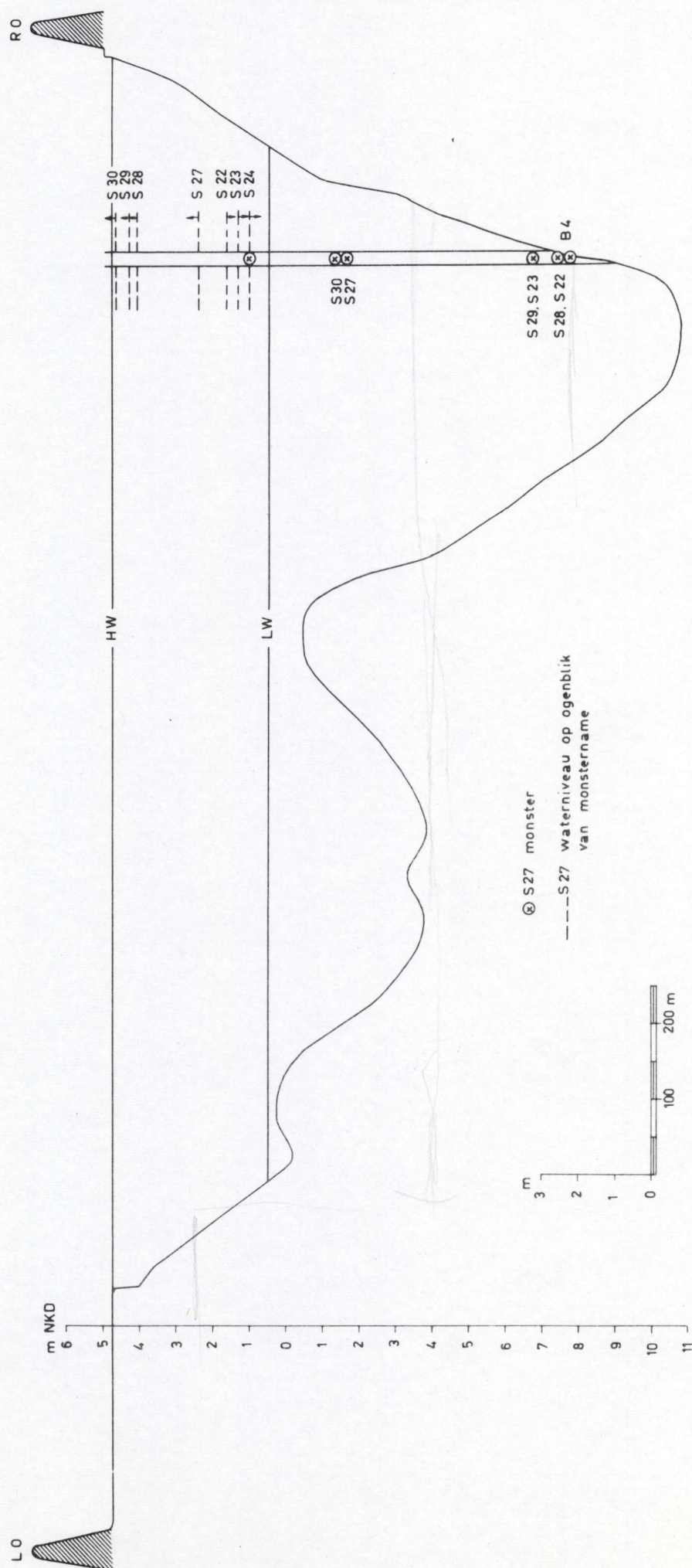
18 h ● — — ●

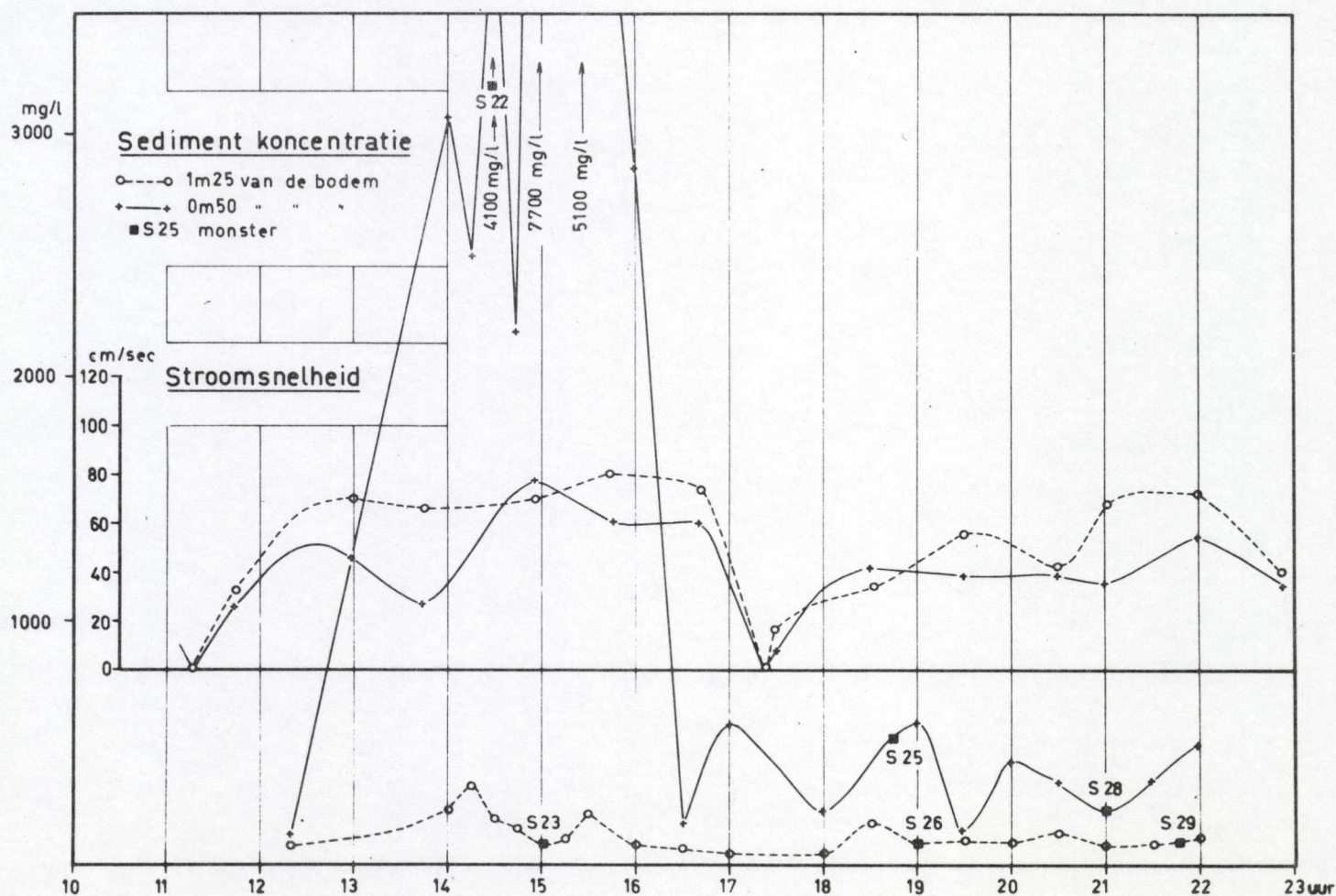
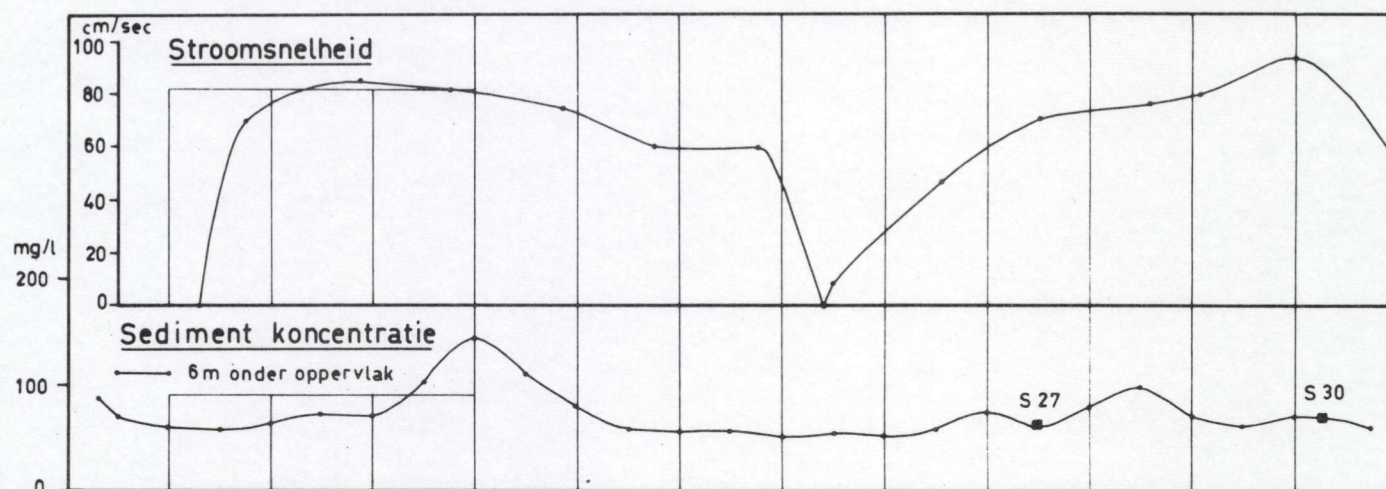
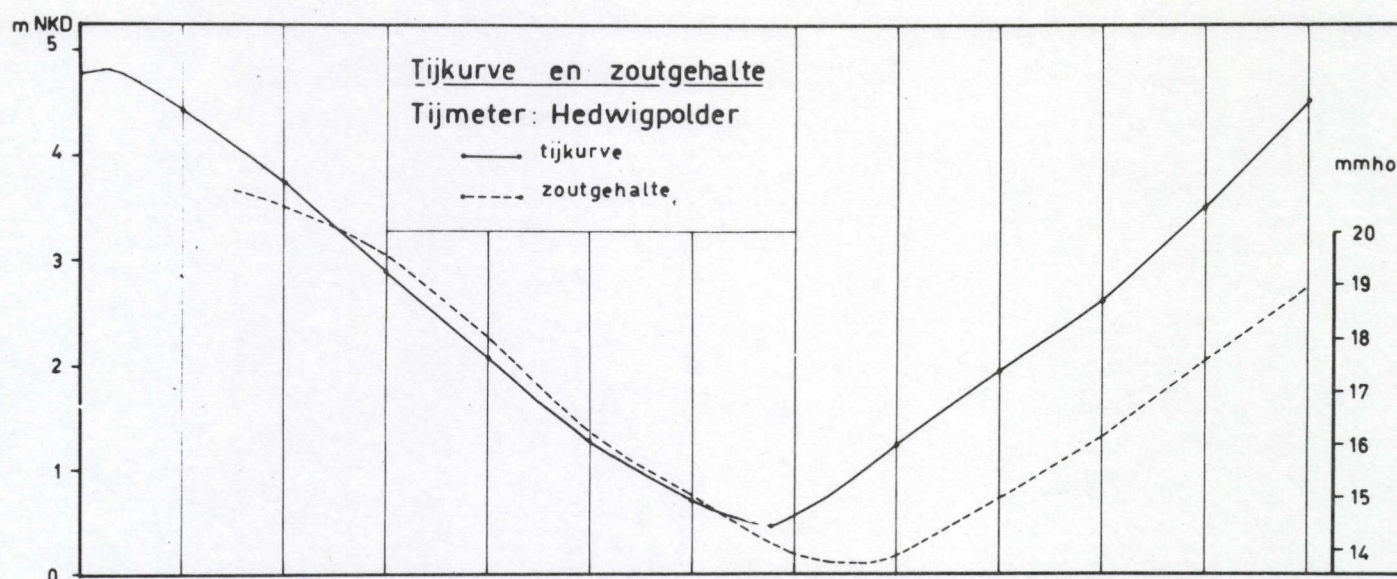
19 h △ — — △

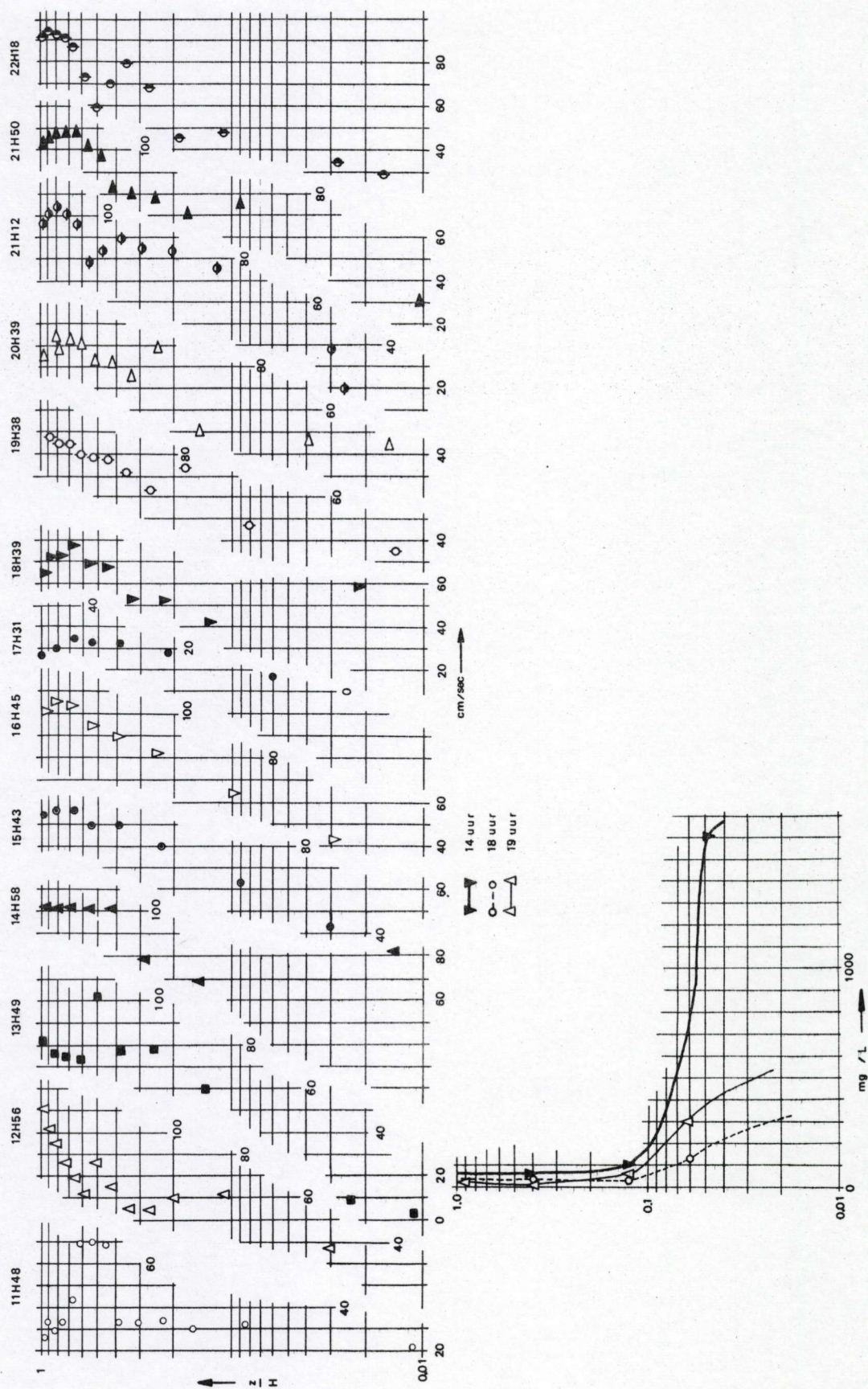


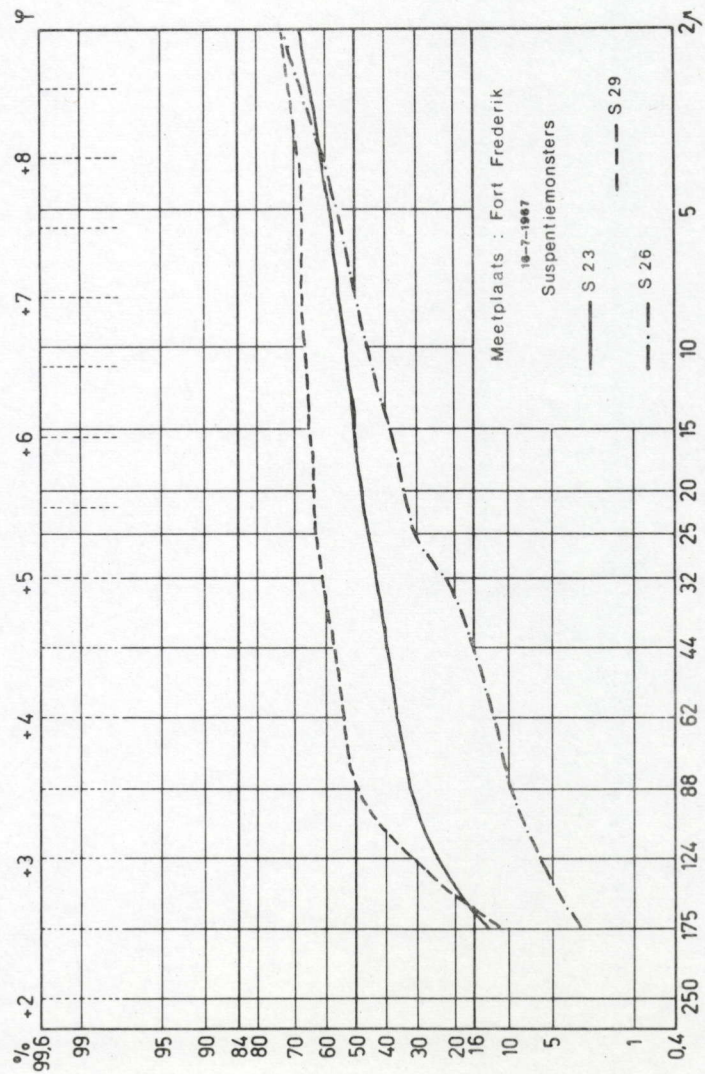
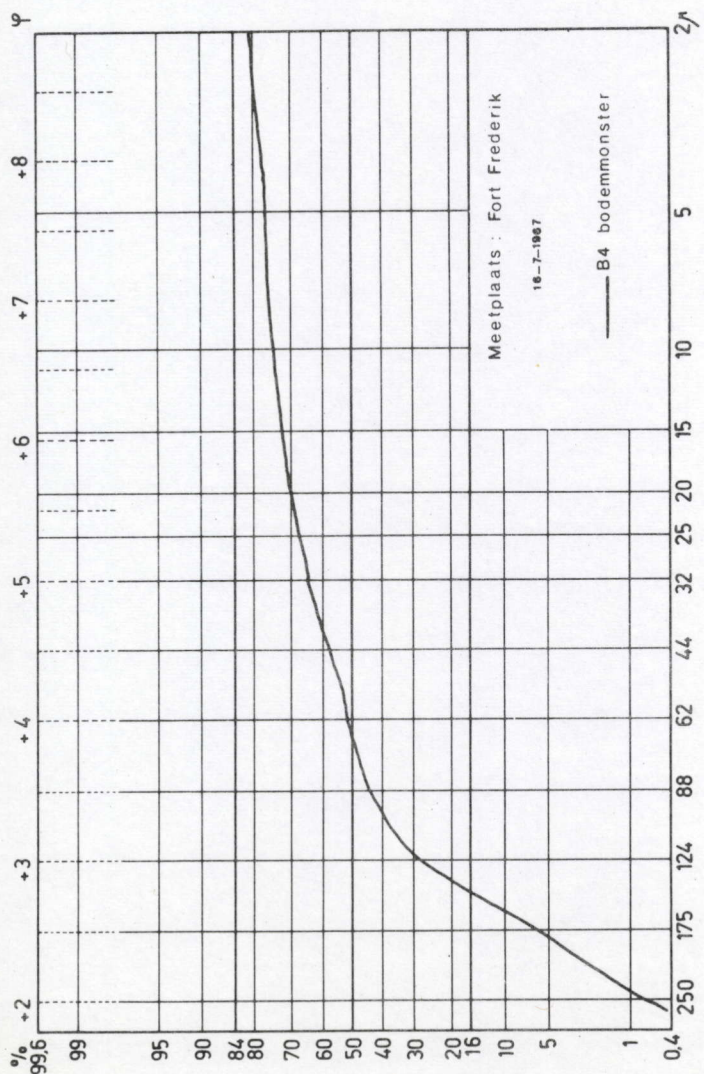
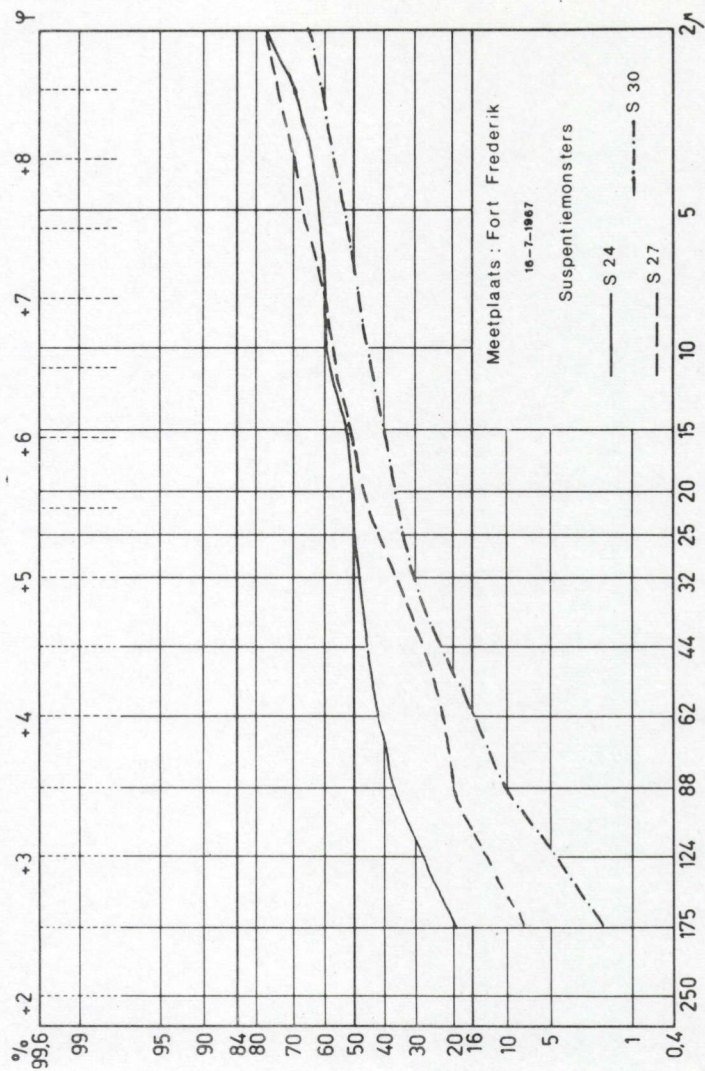
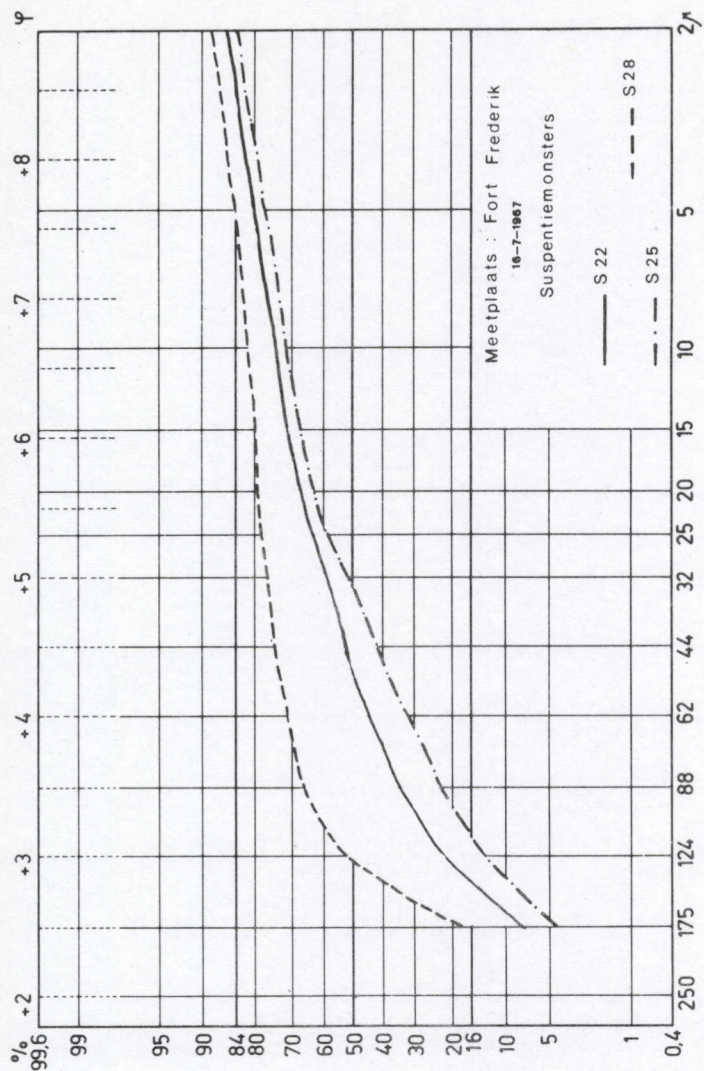


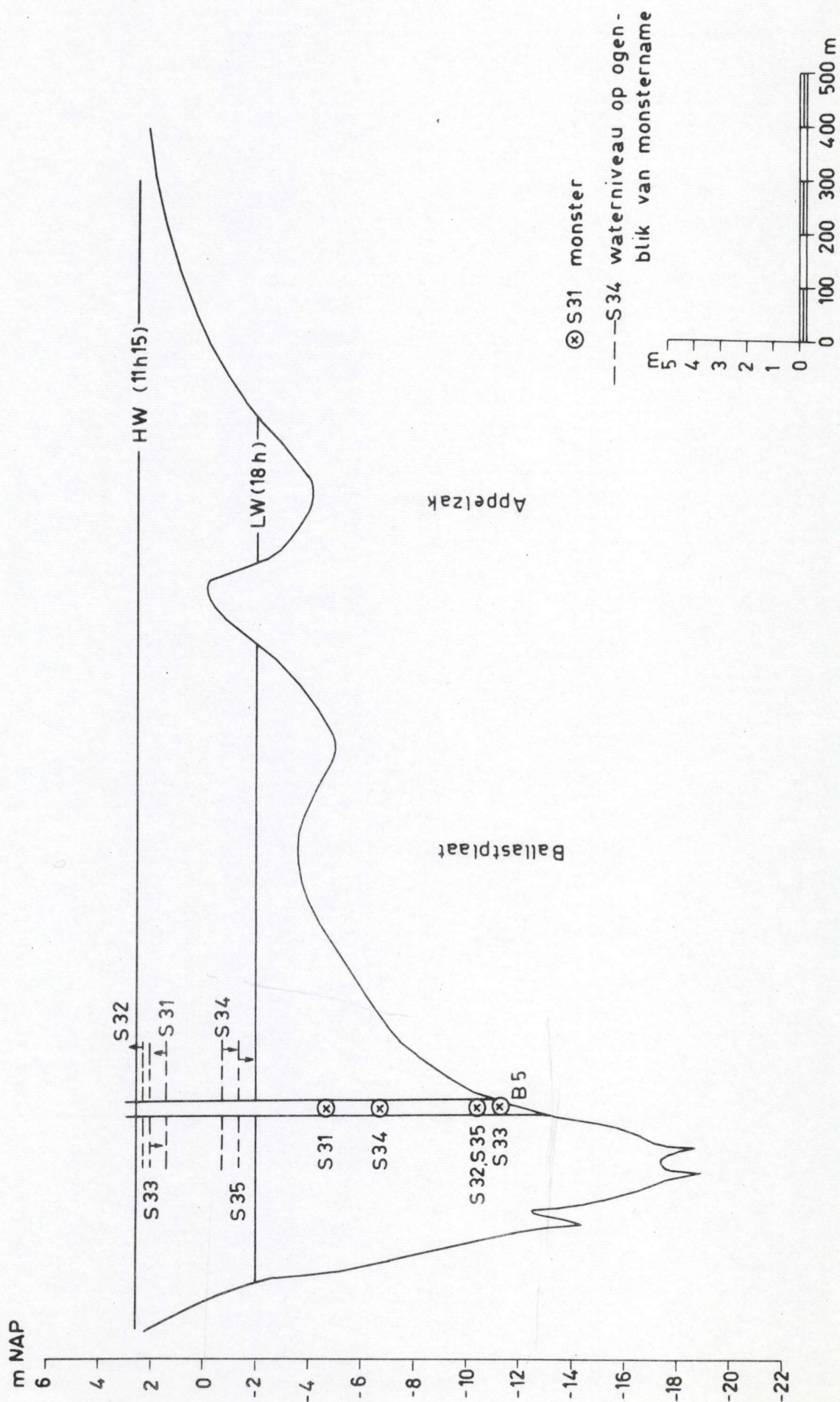


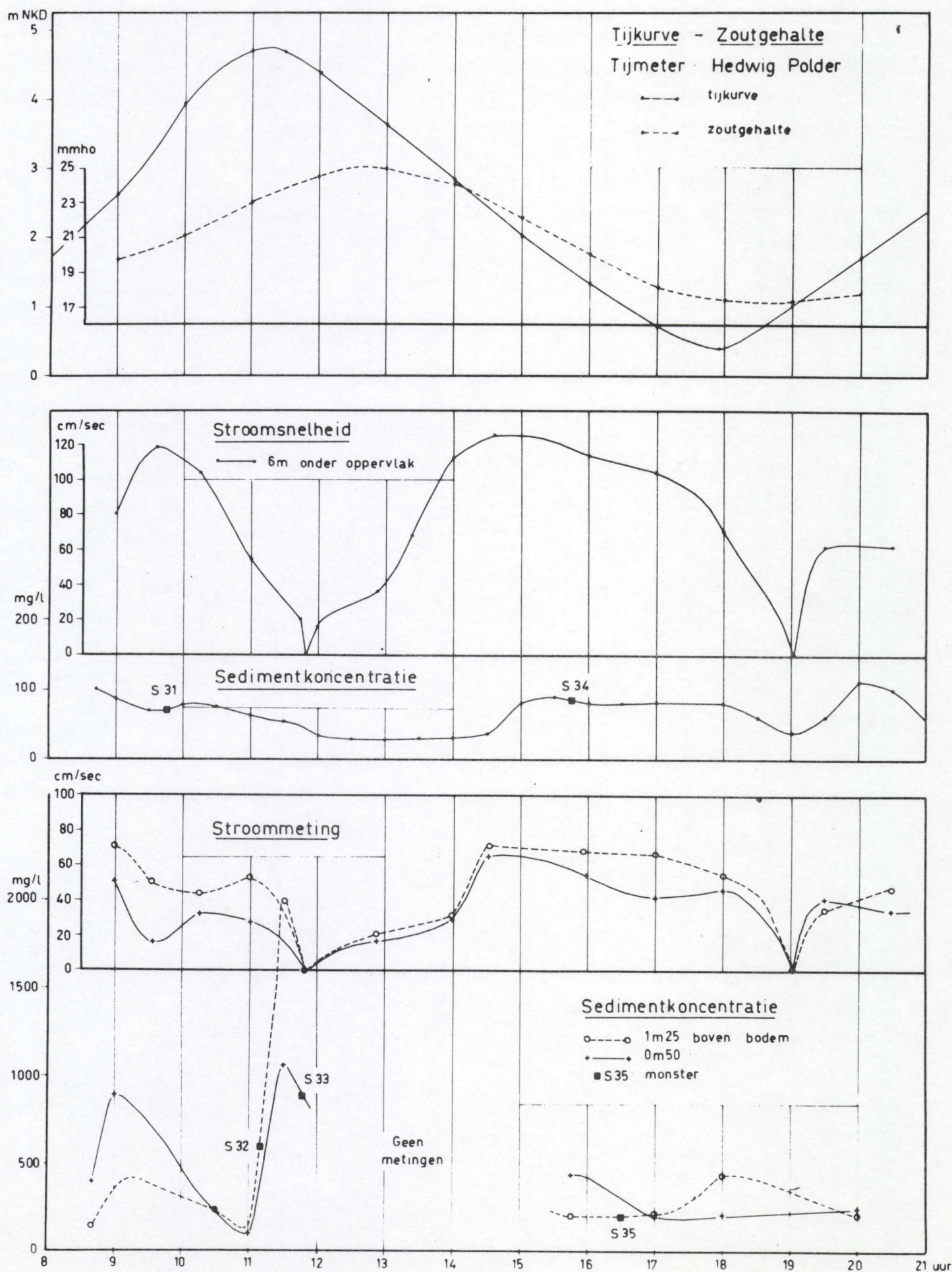


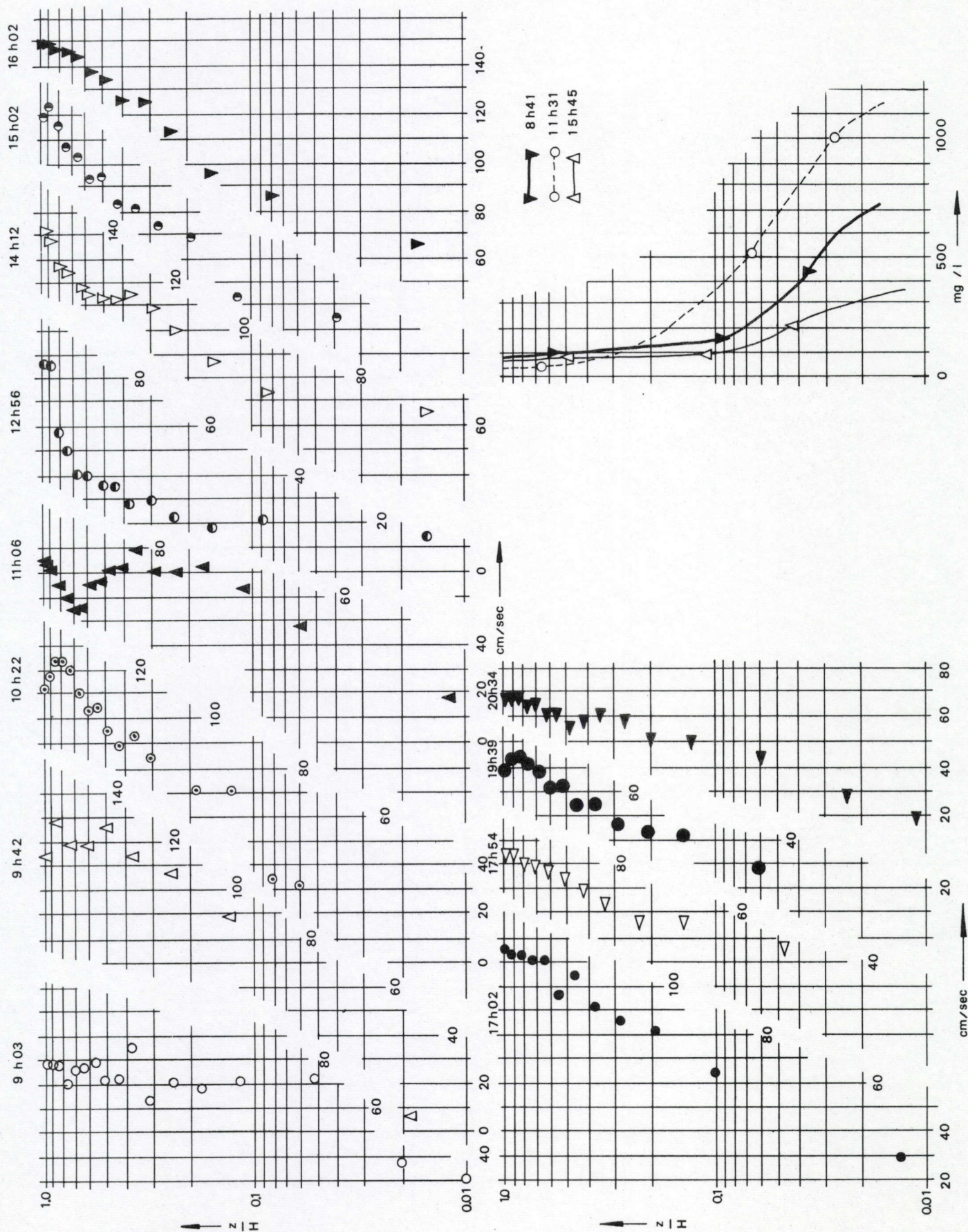


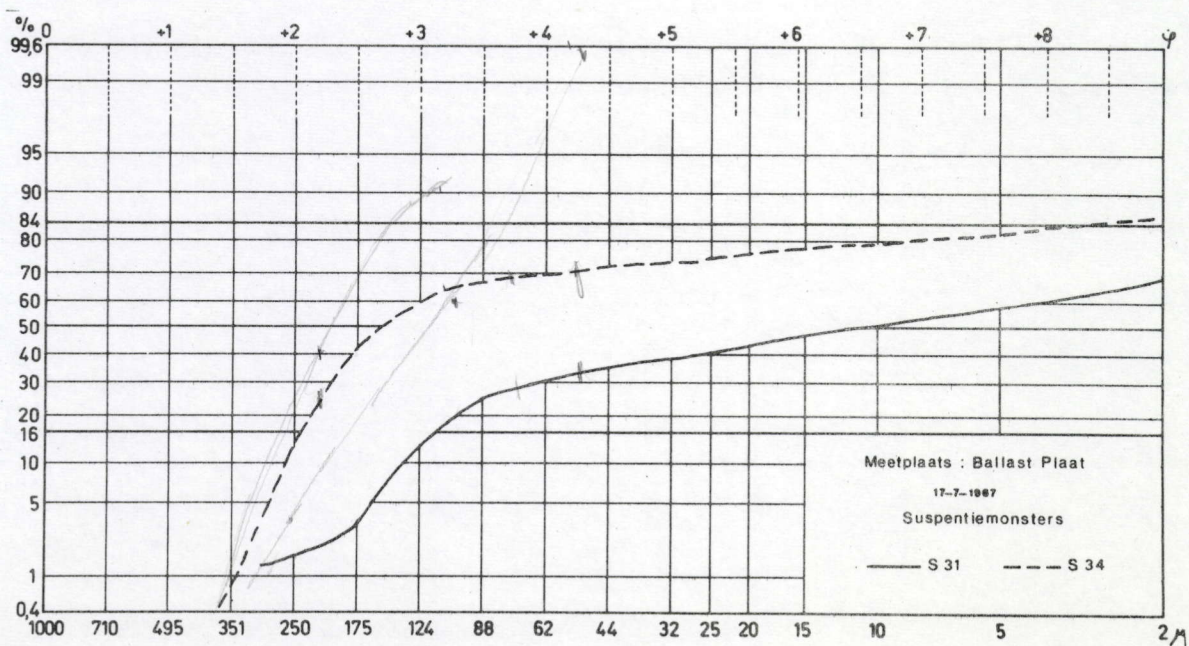
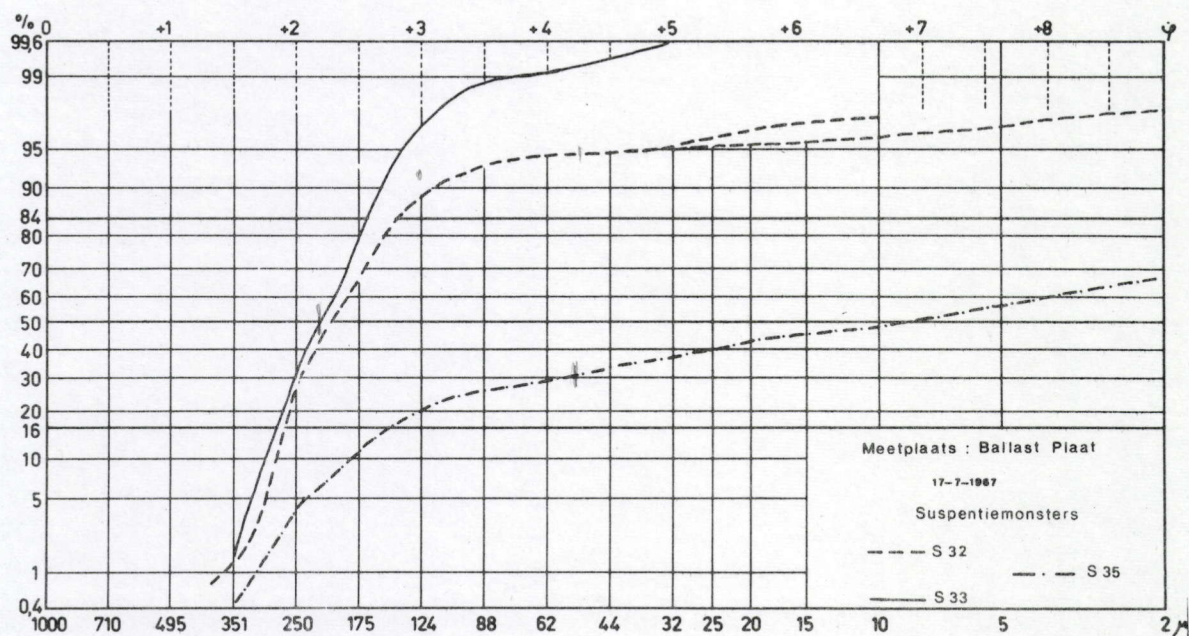
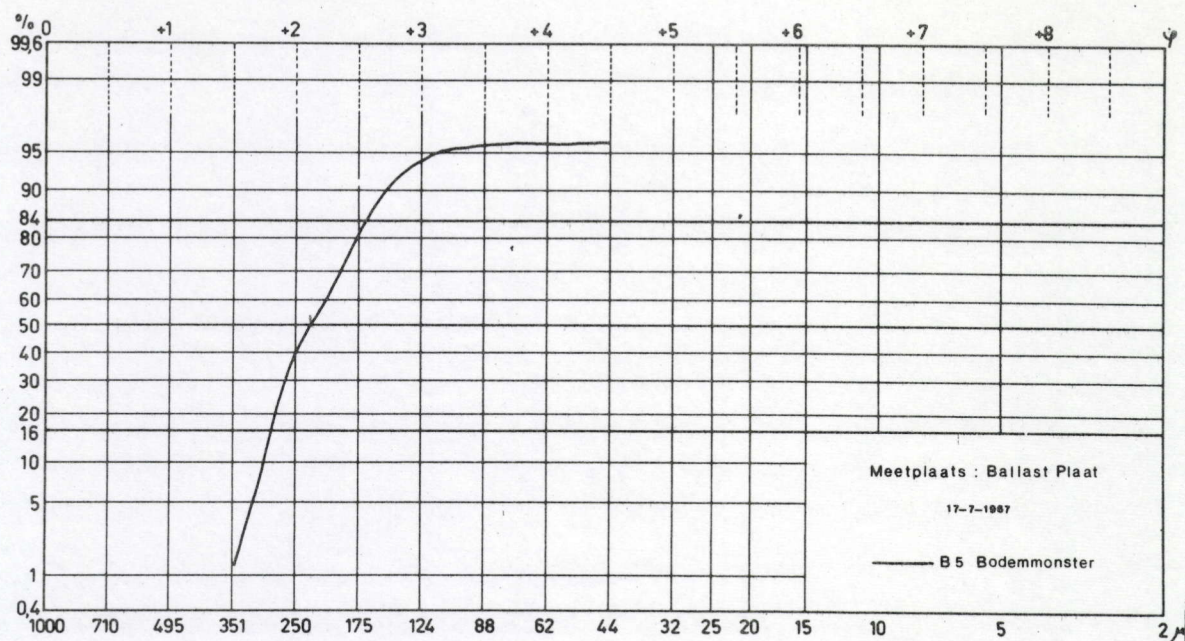


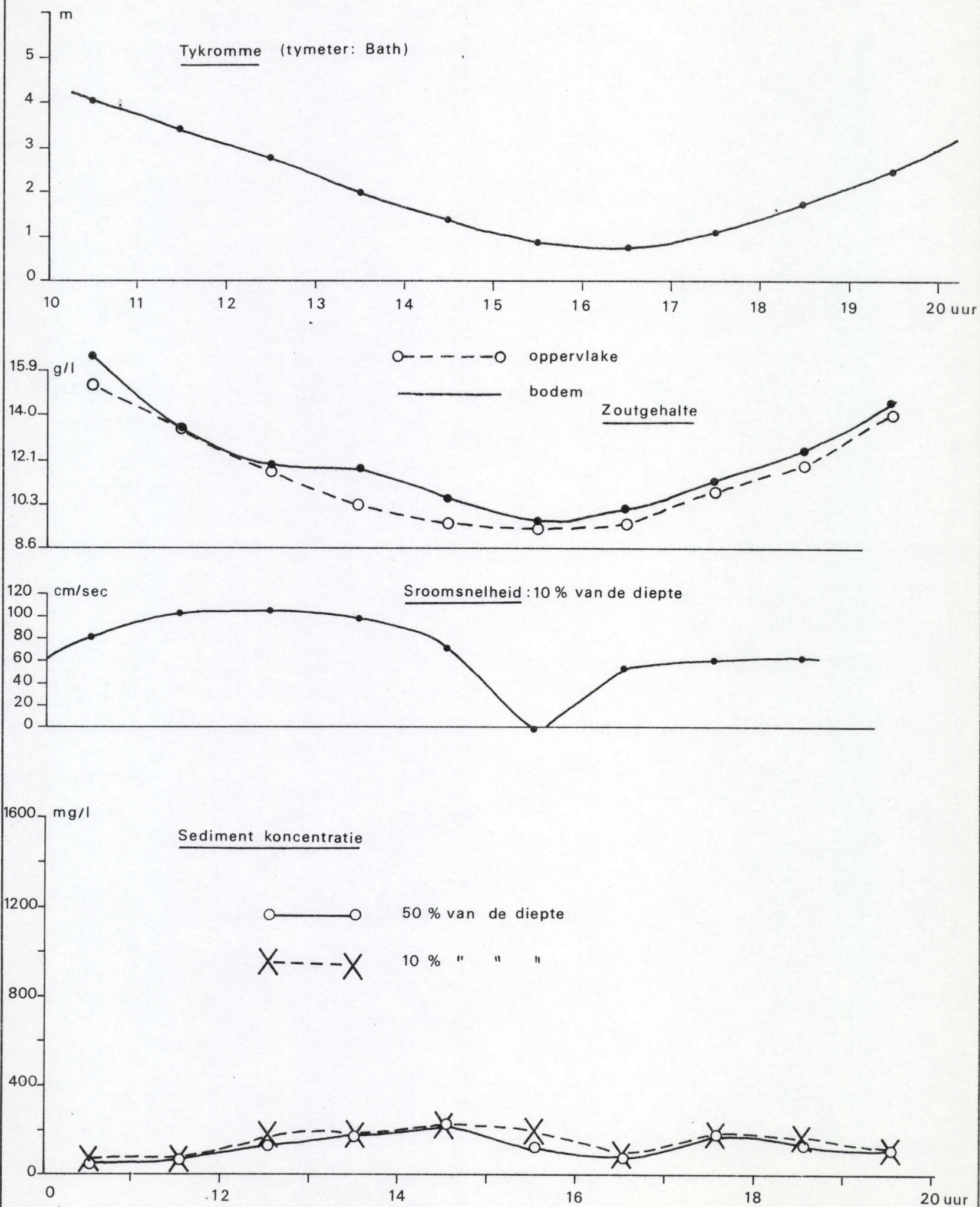


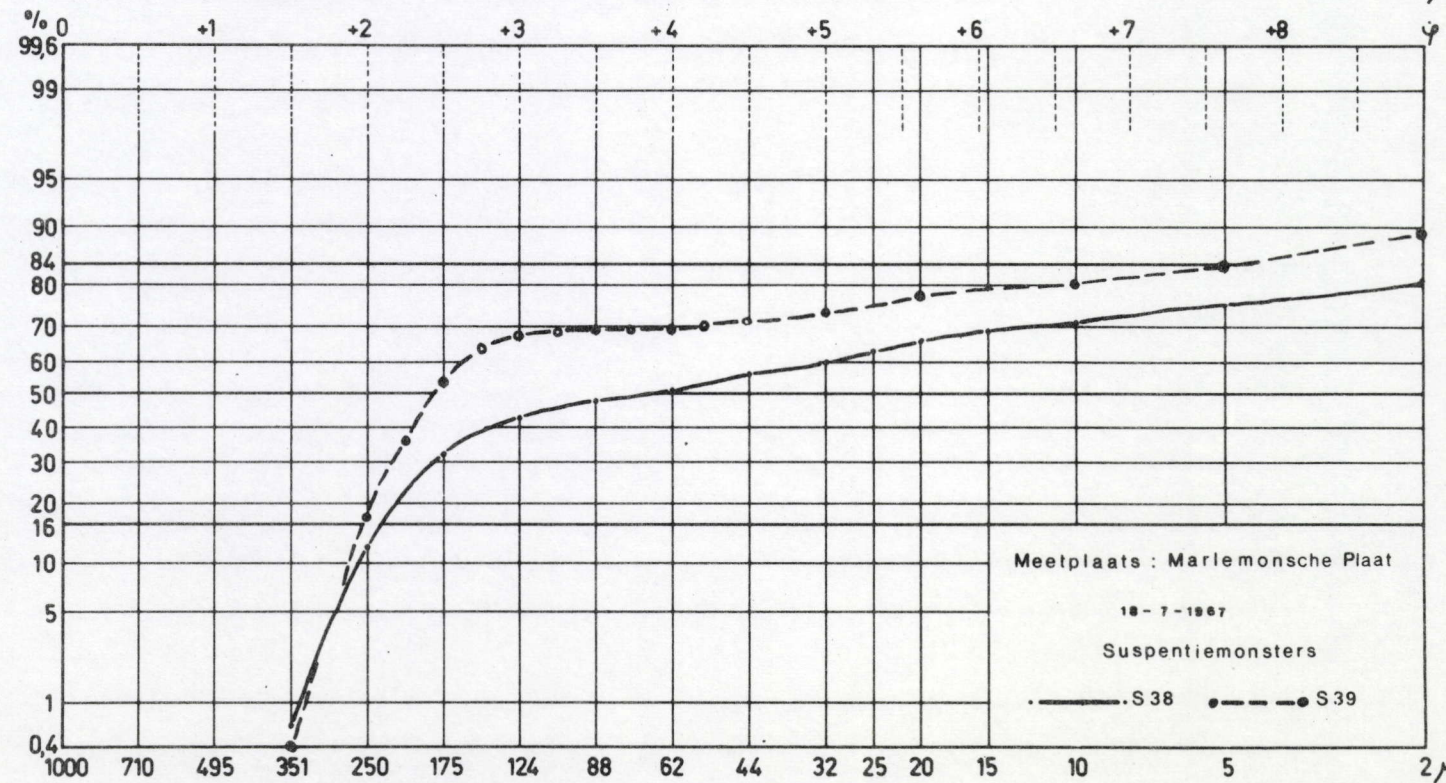
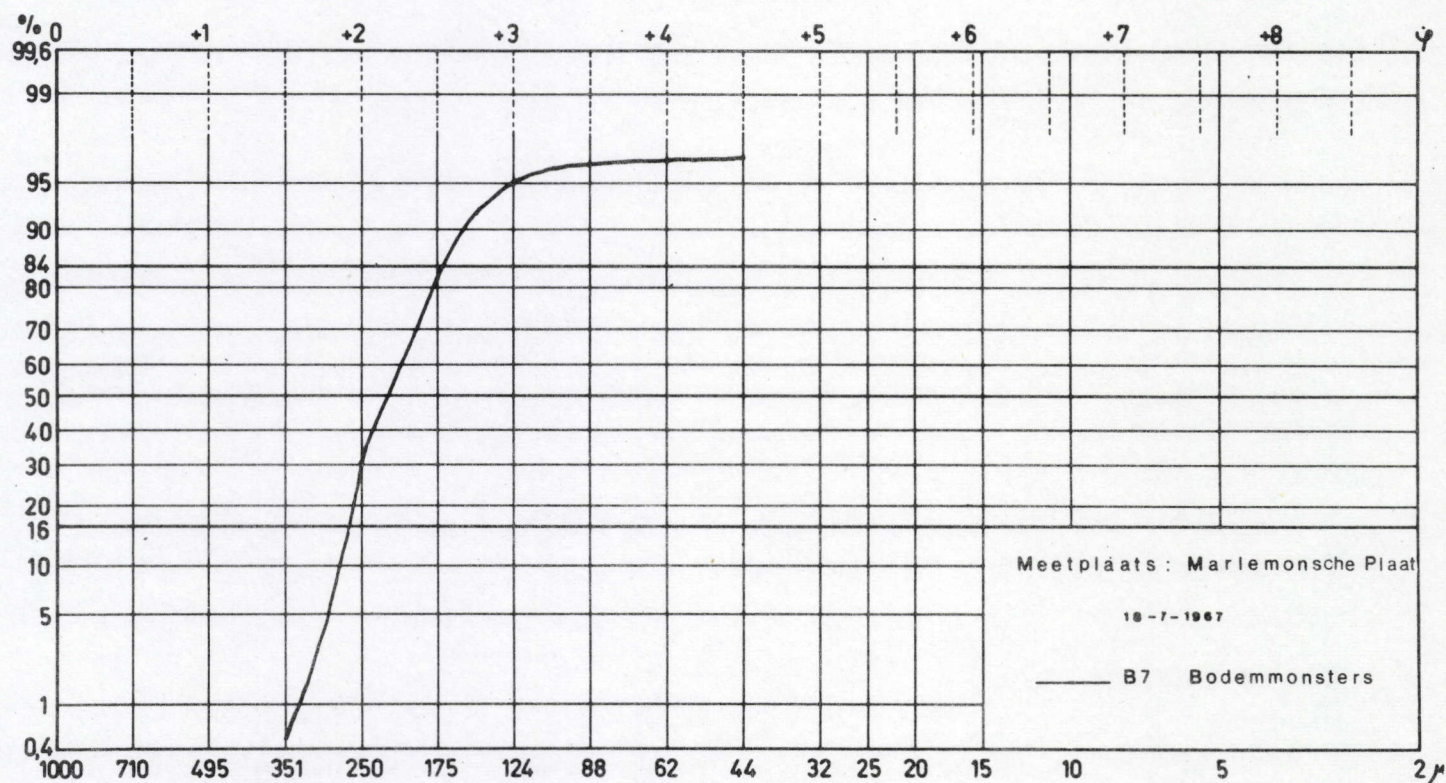
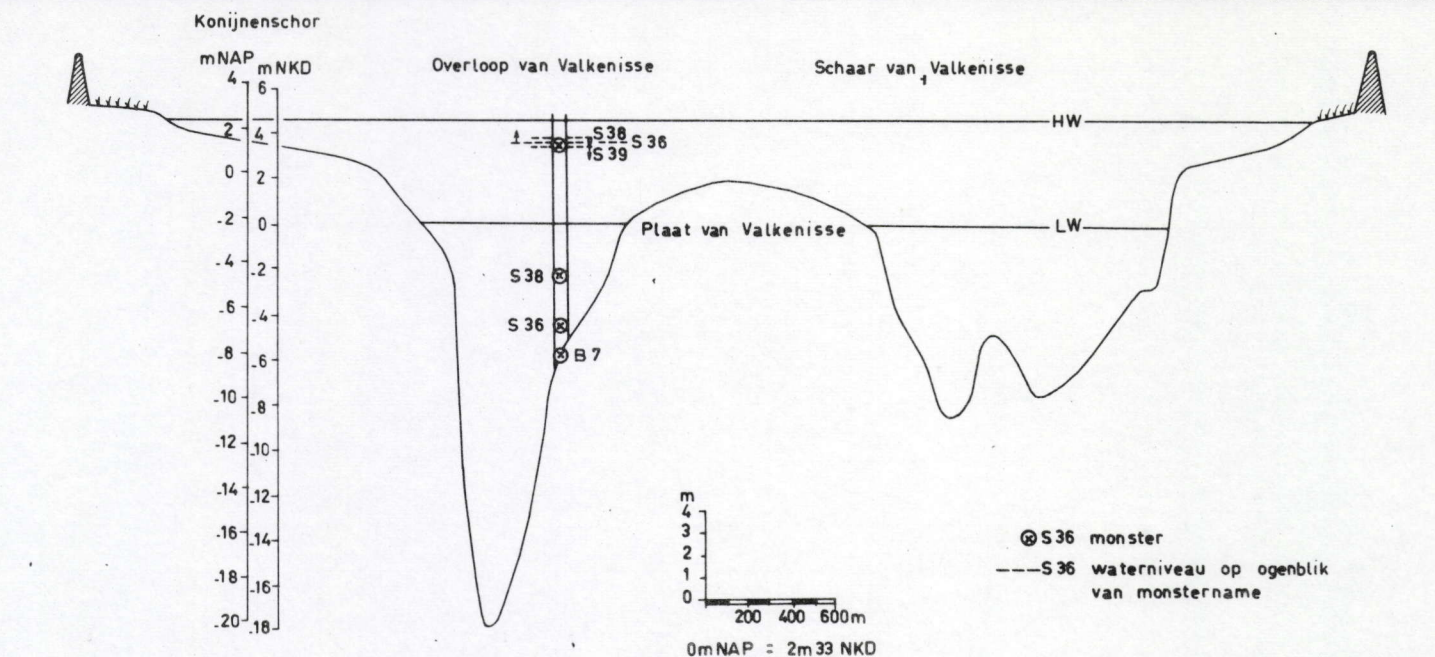


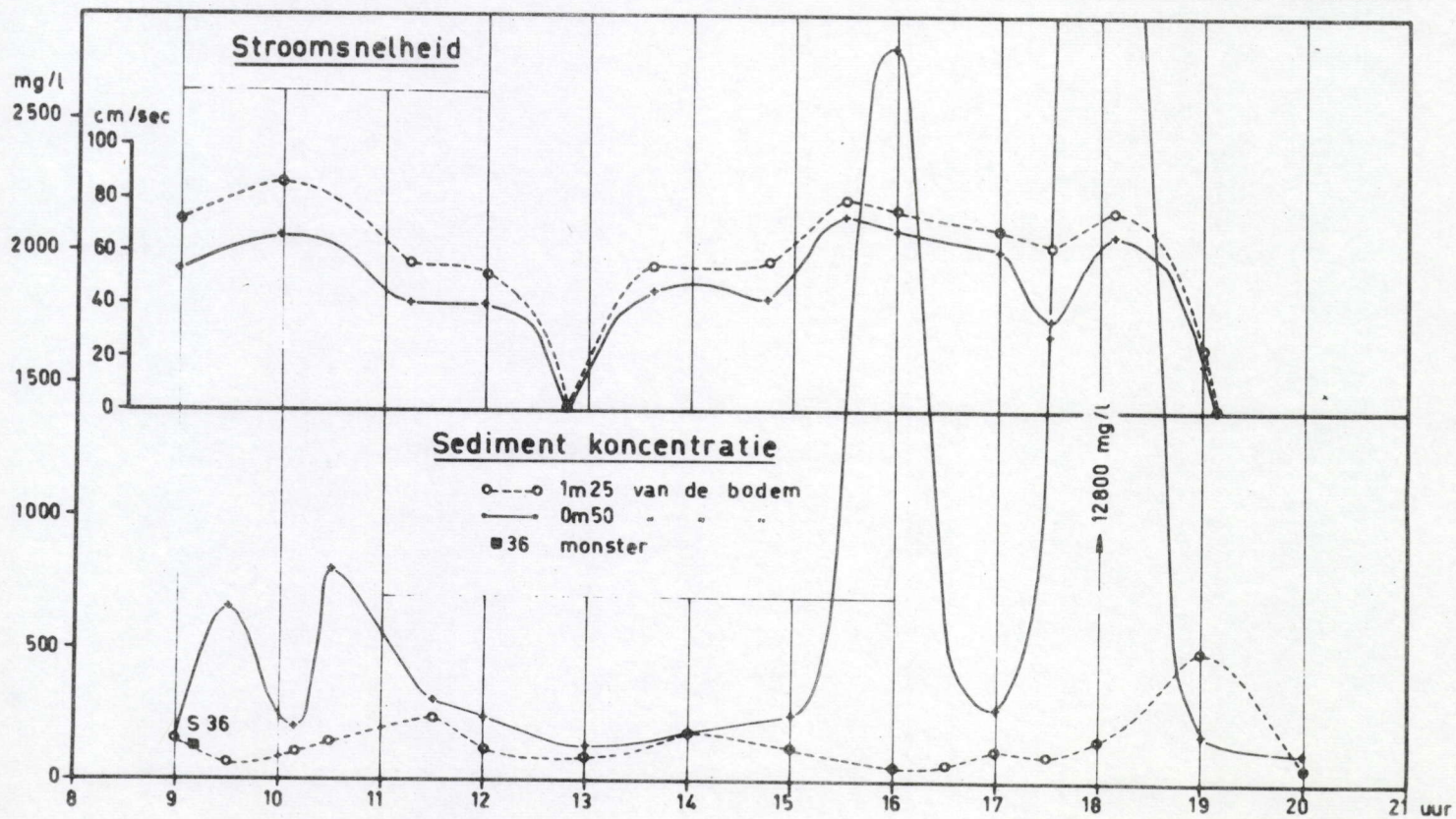
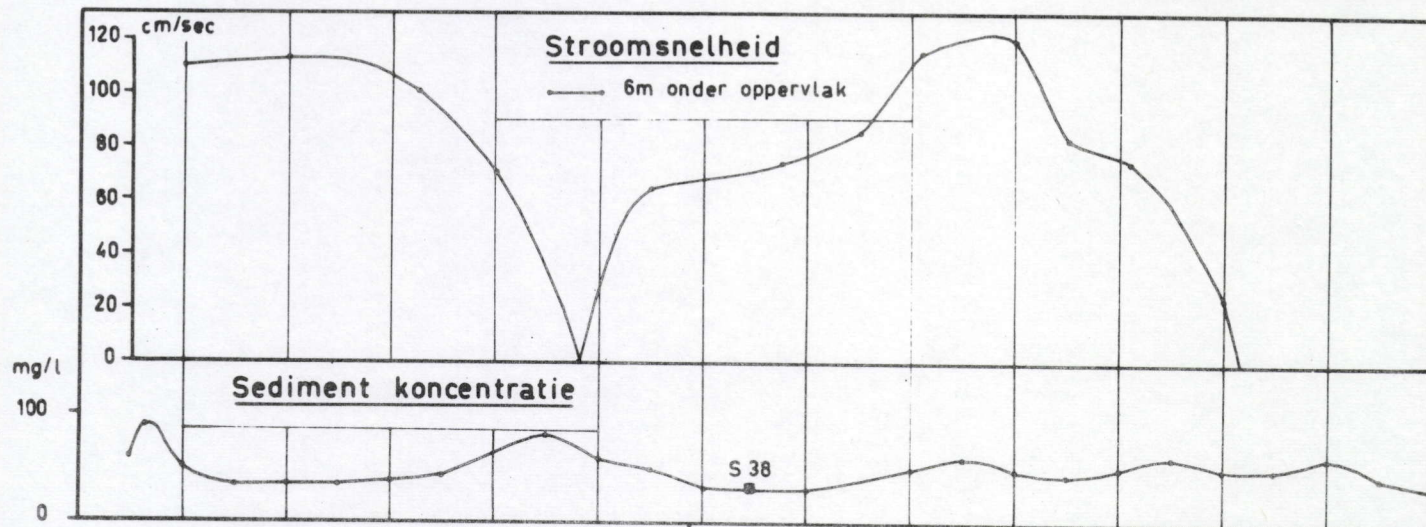
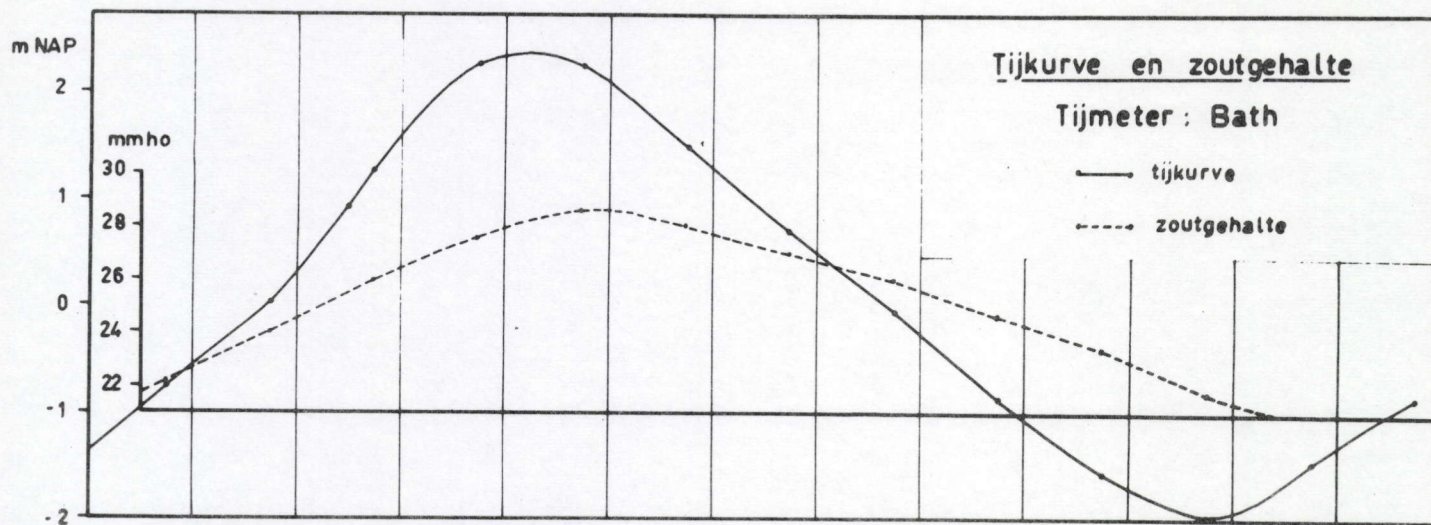


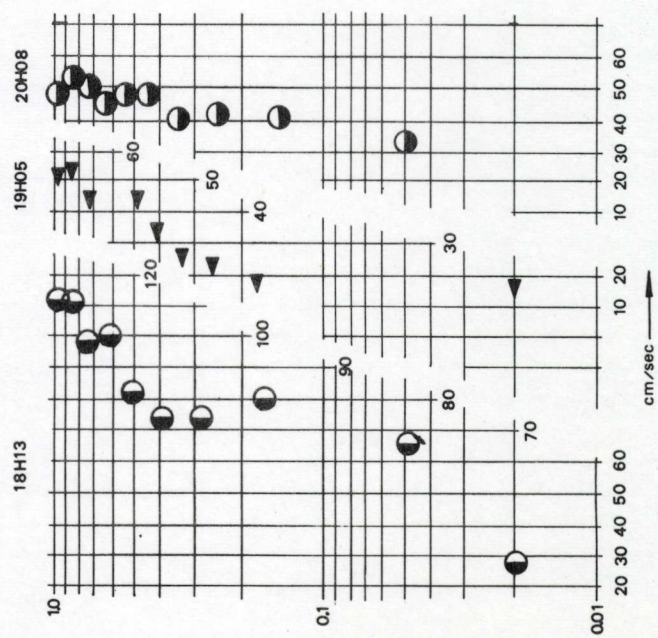
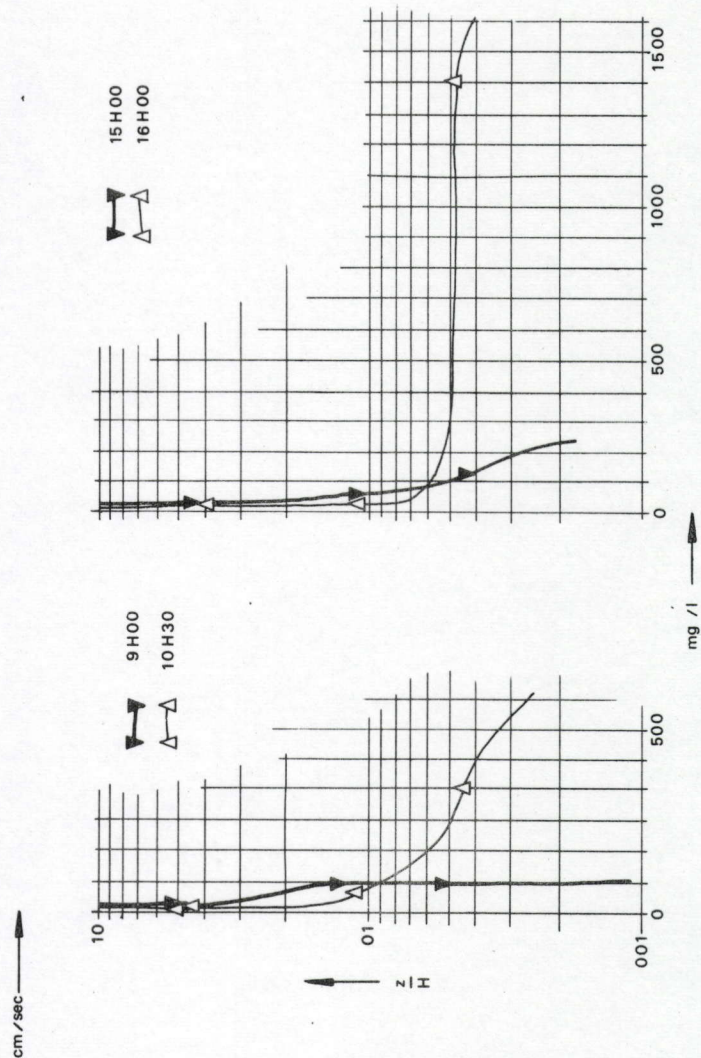
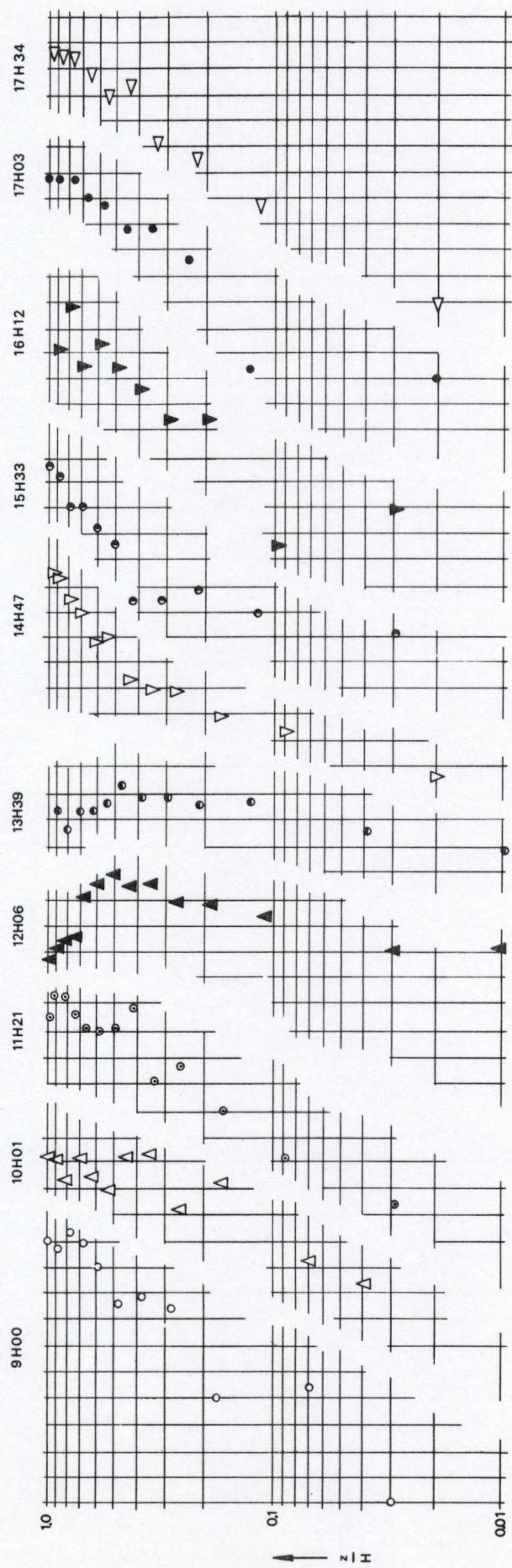


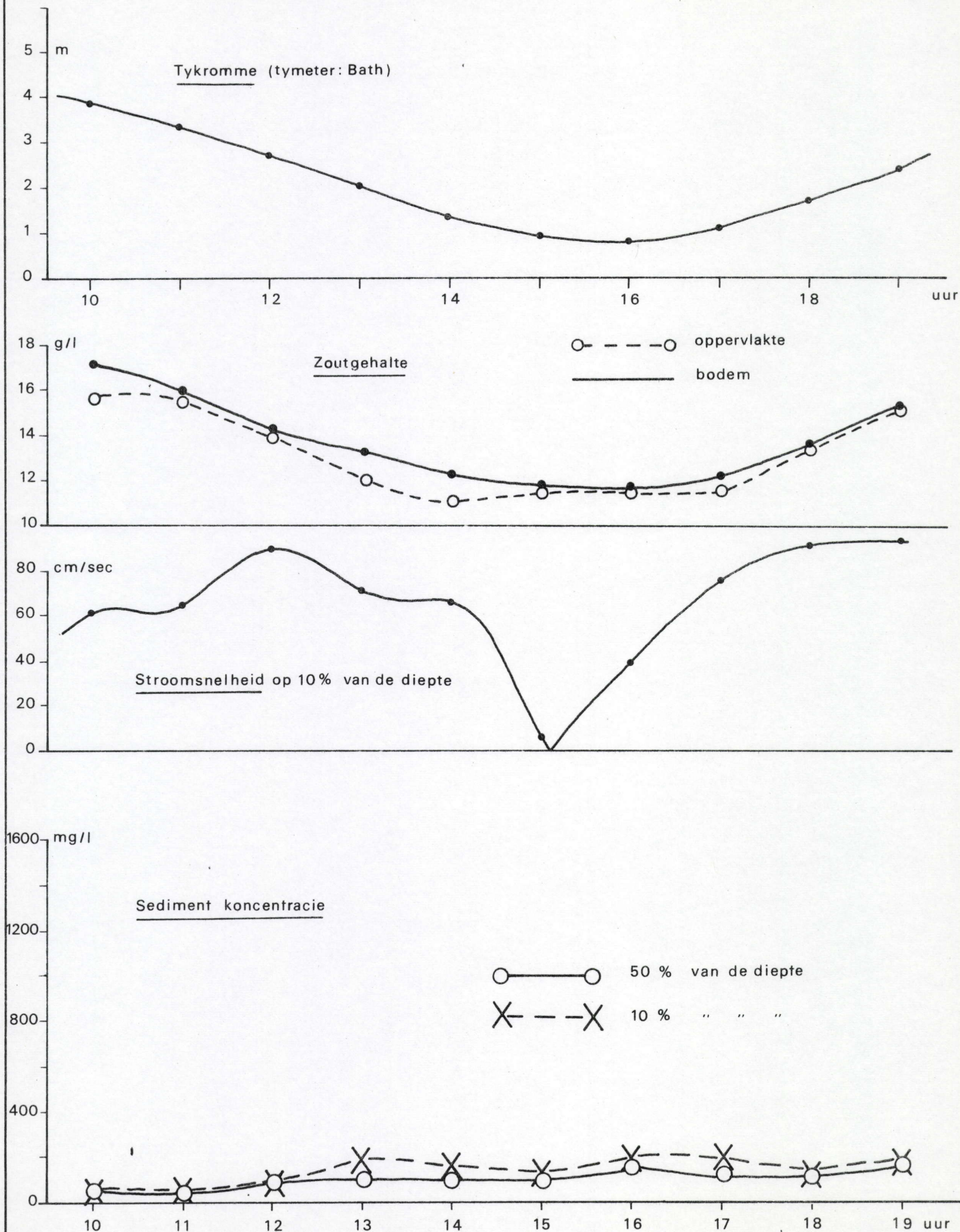


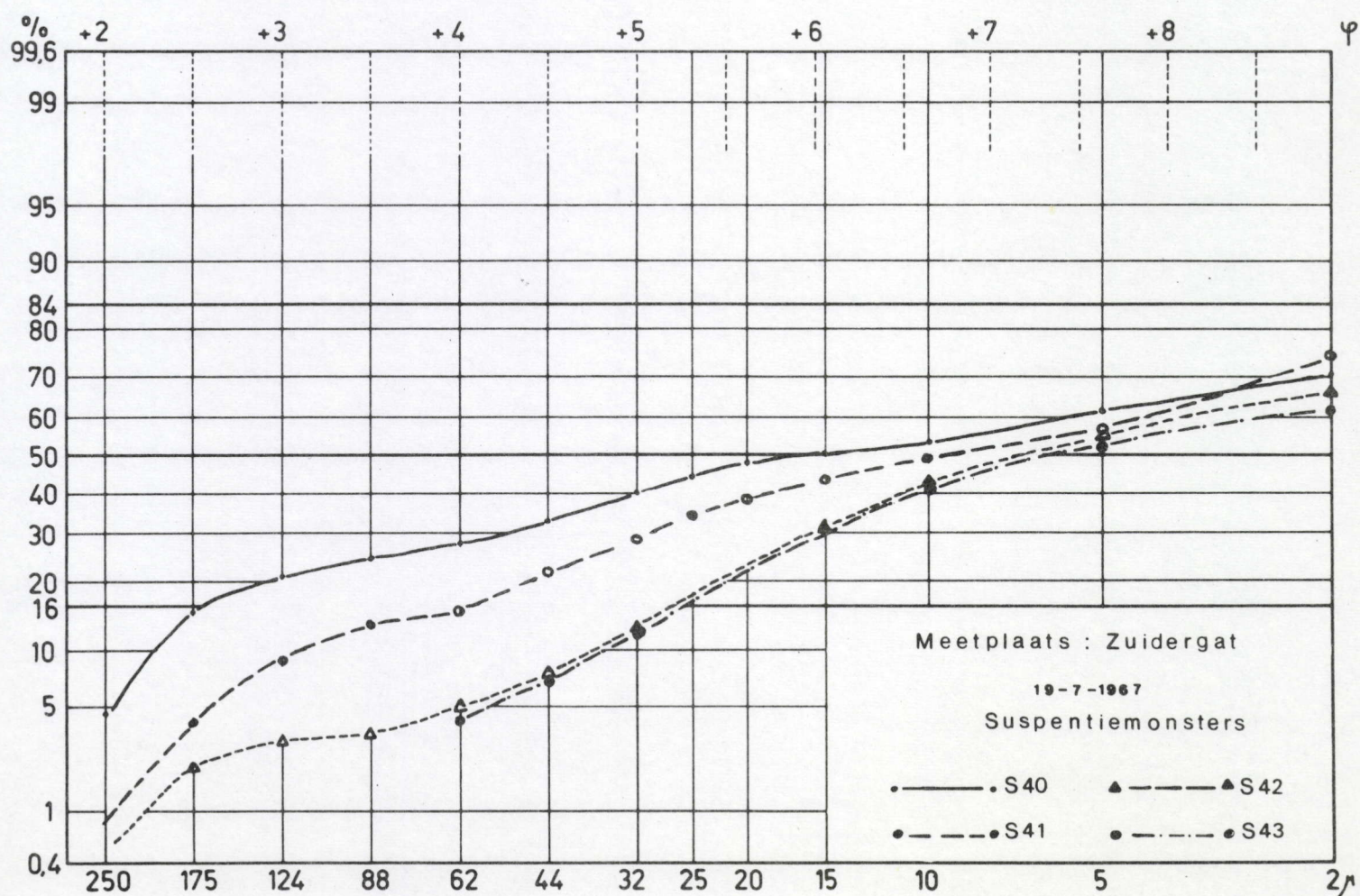
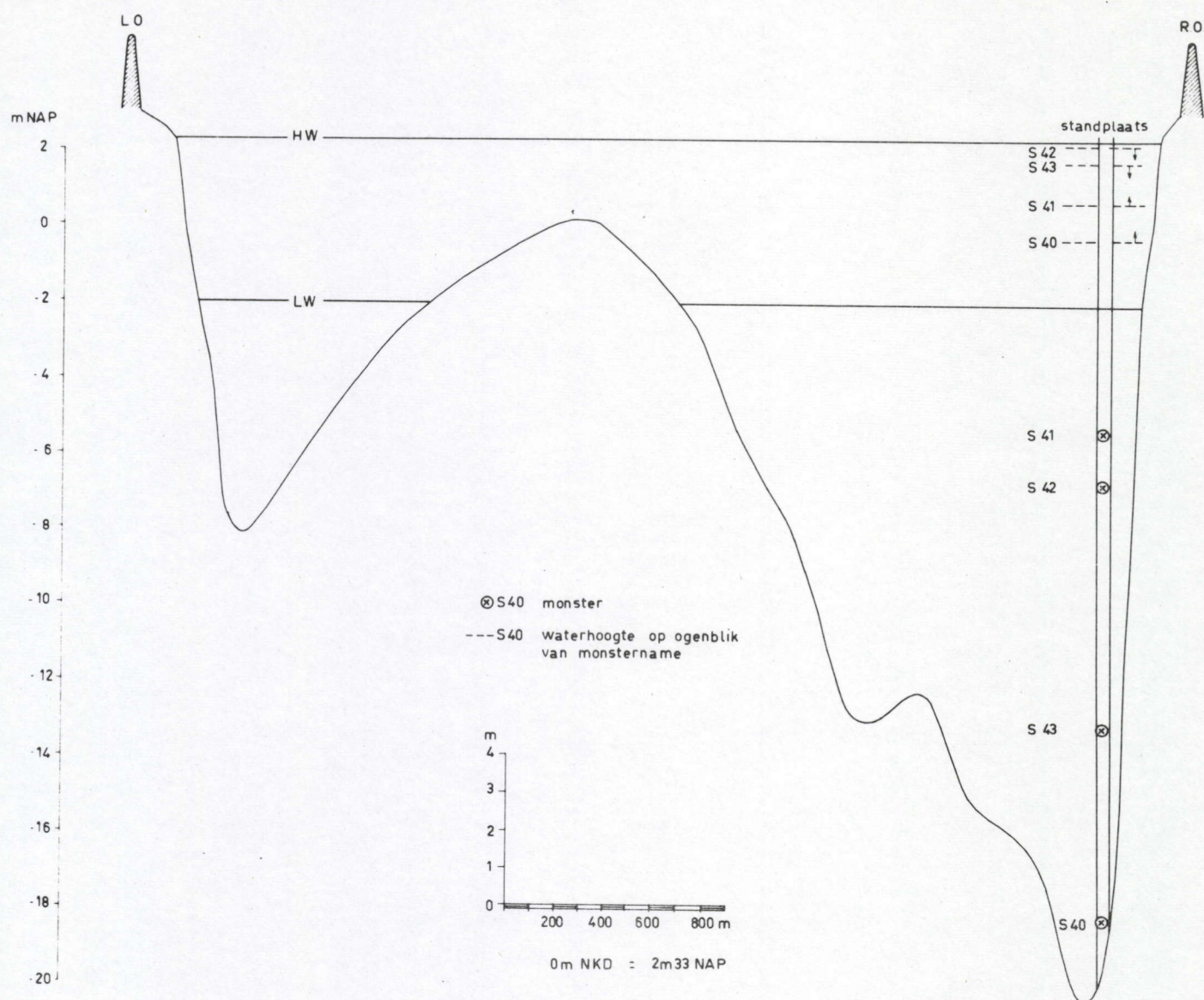


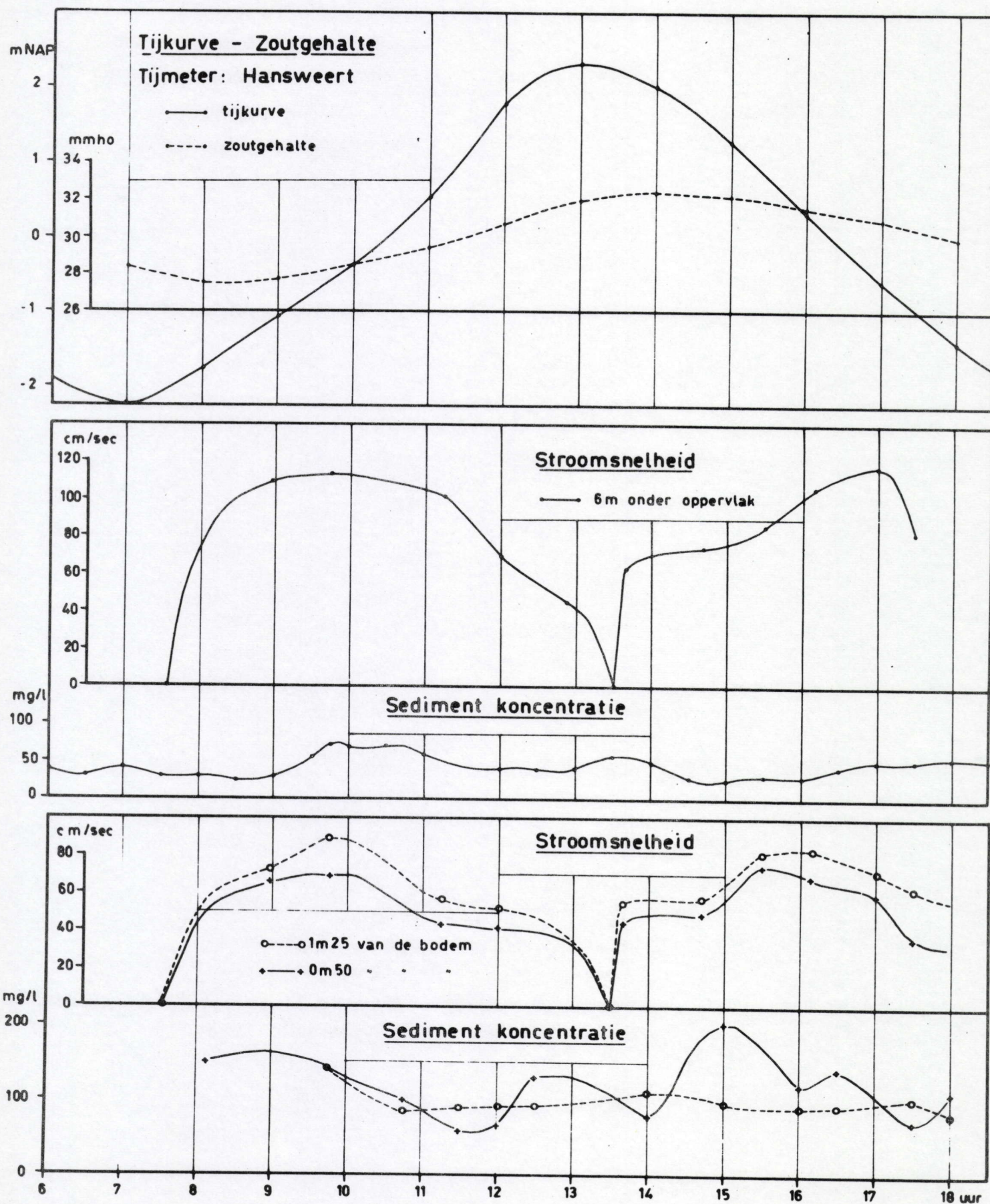


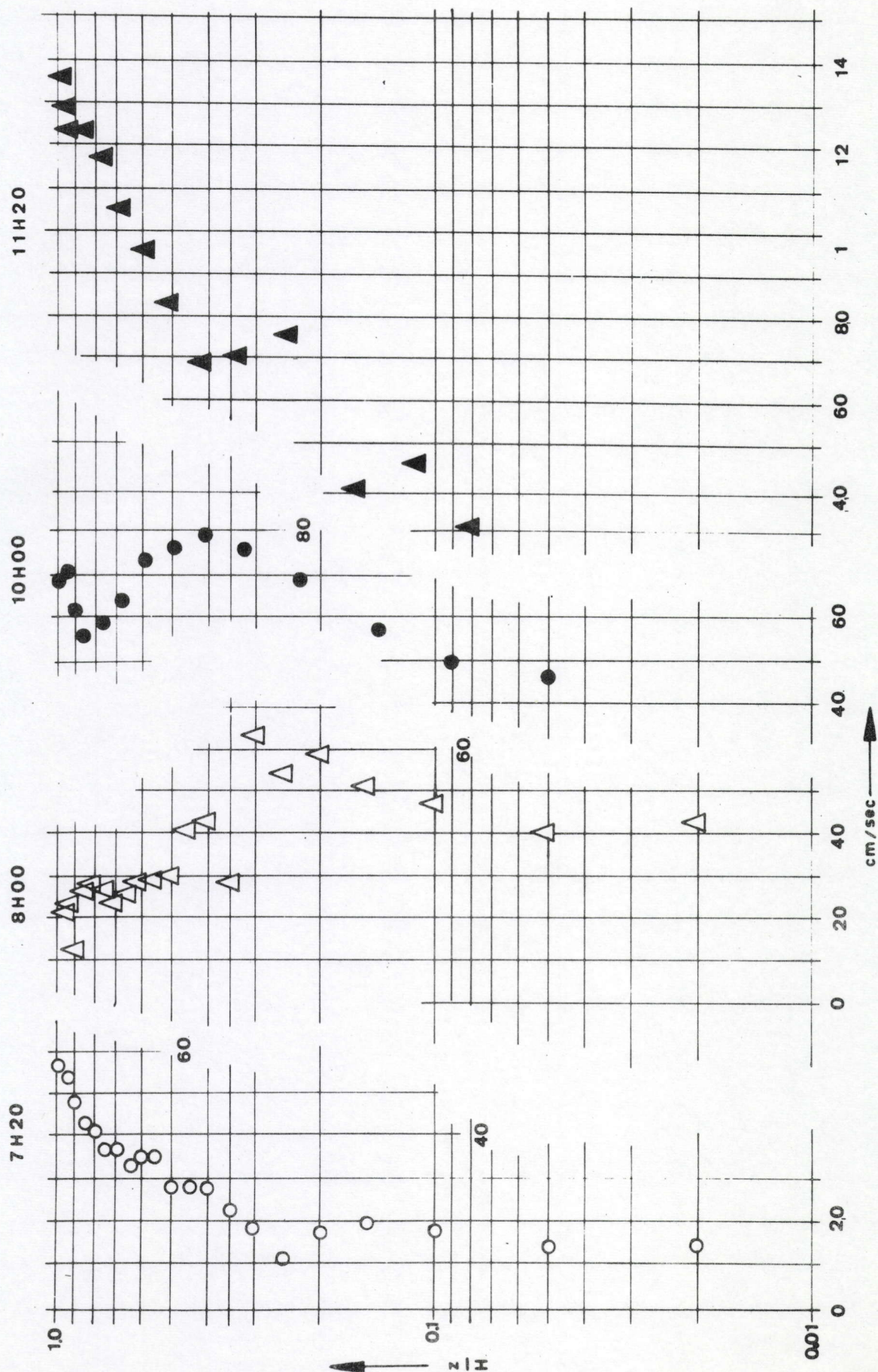


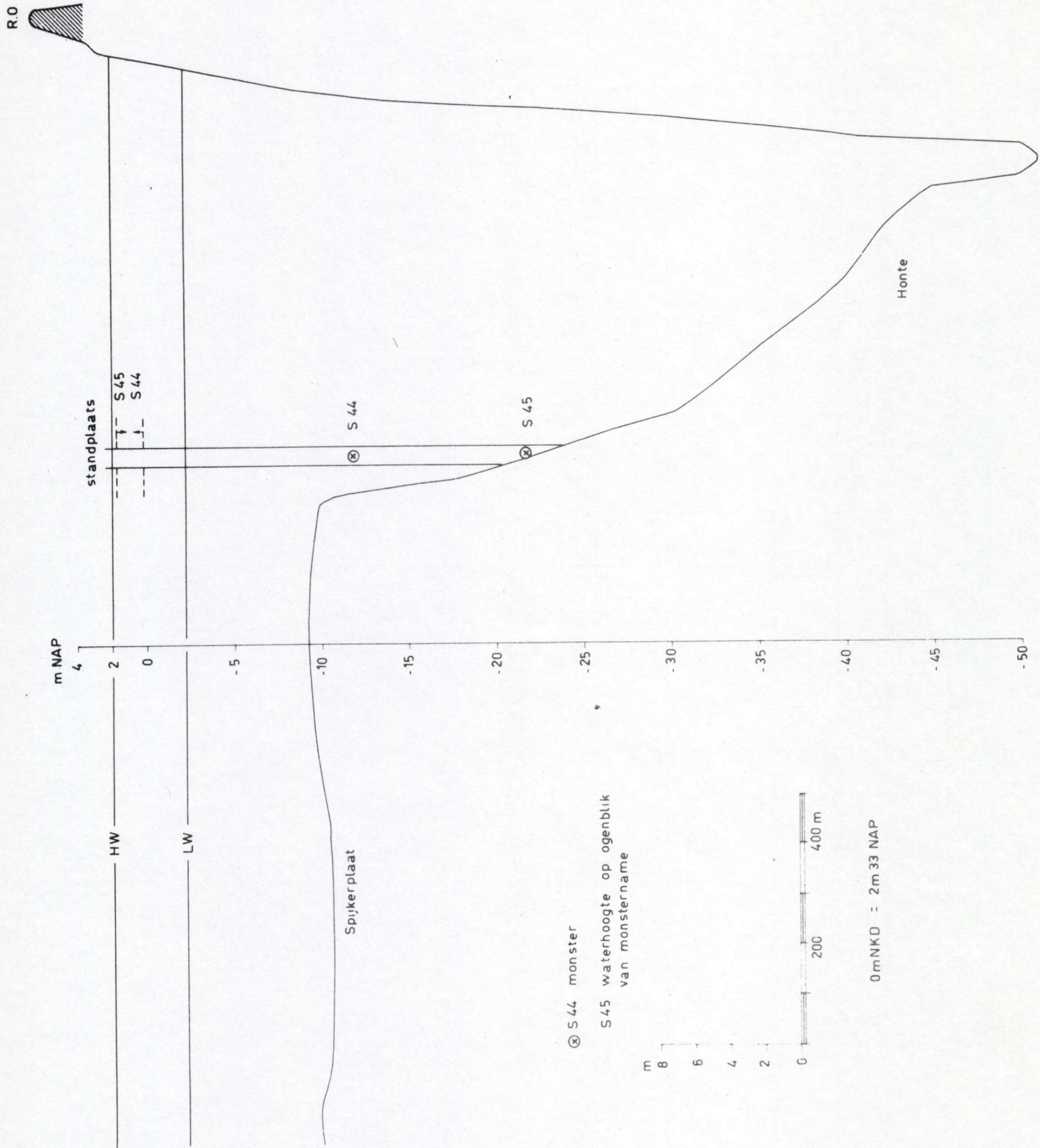


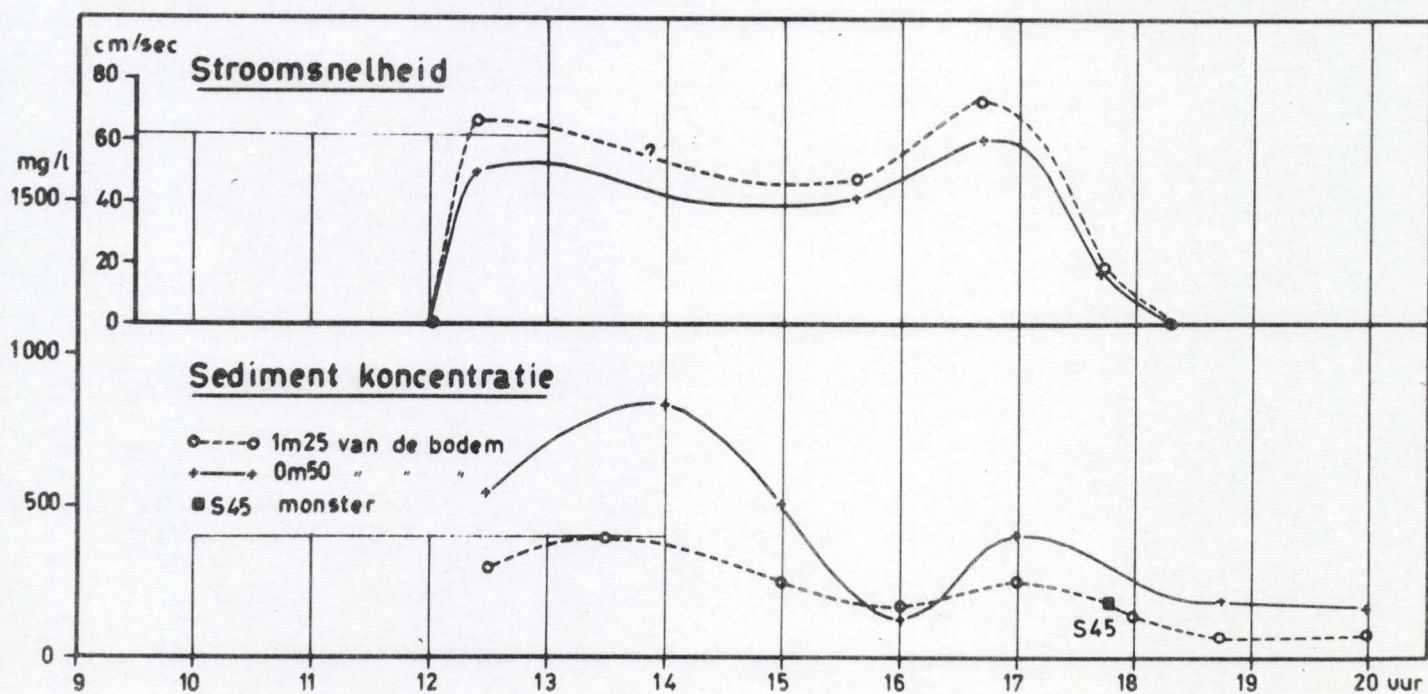
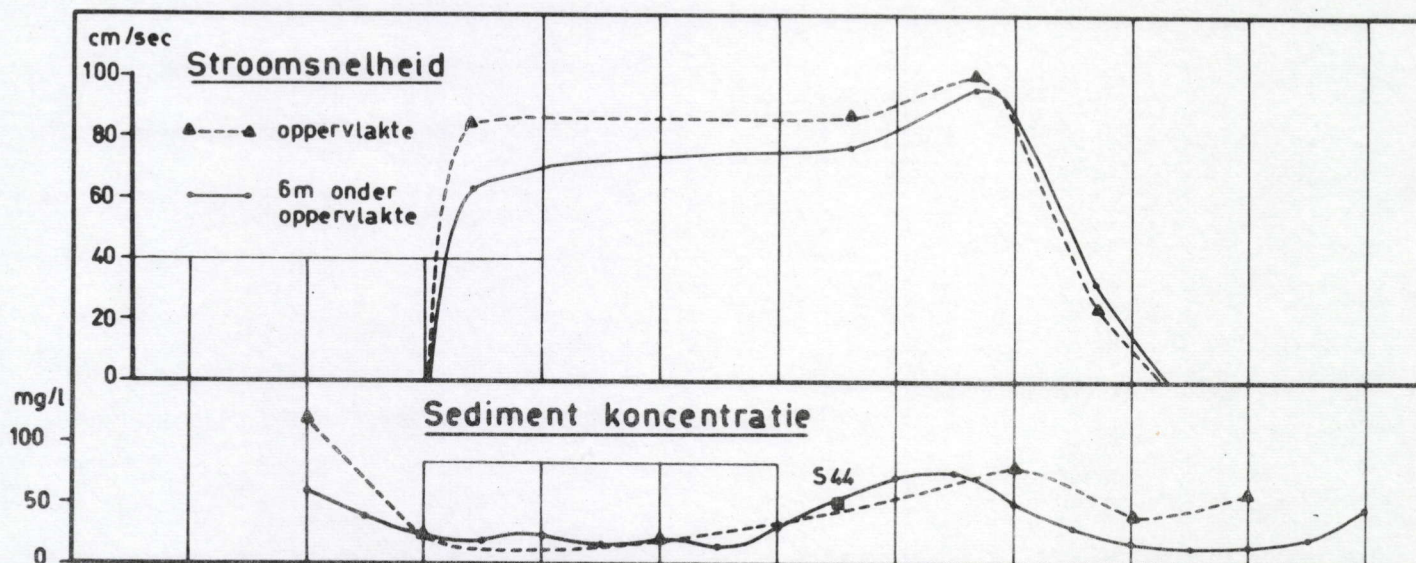
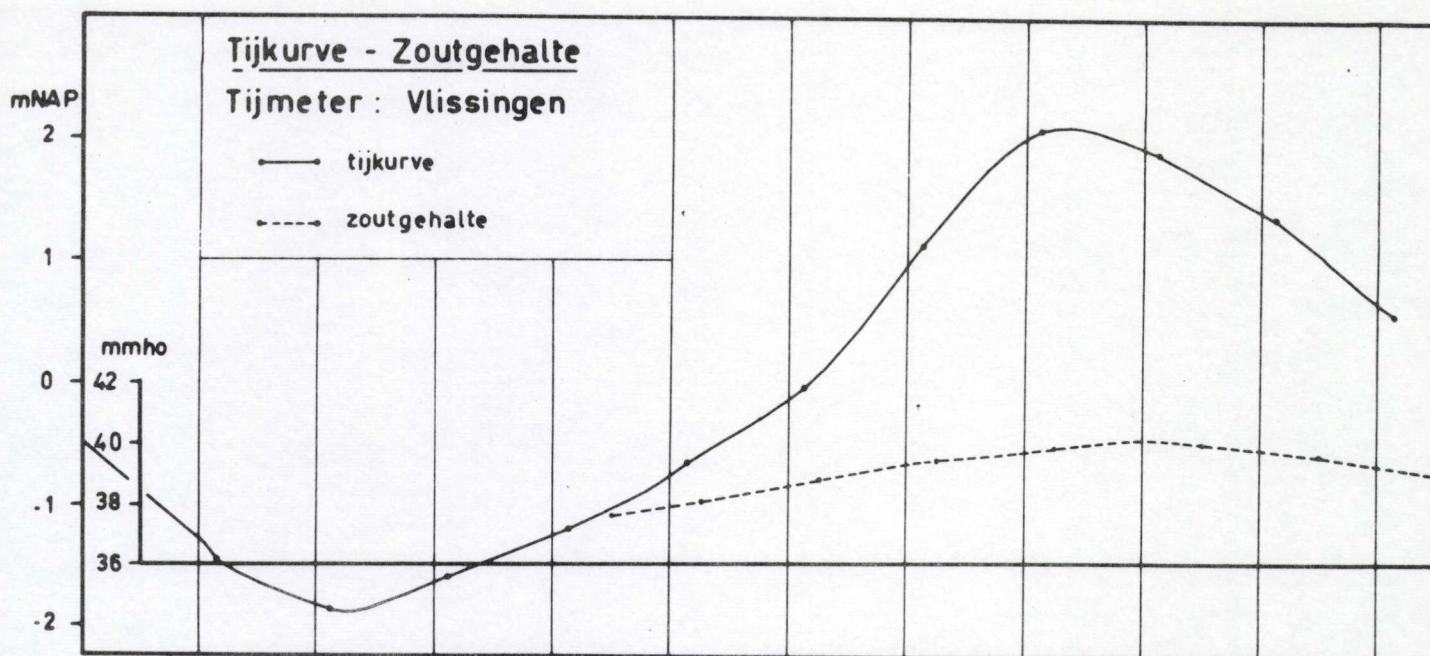








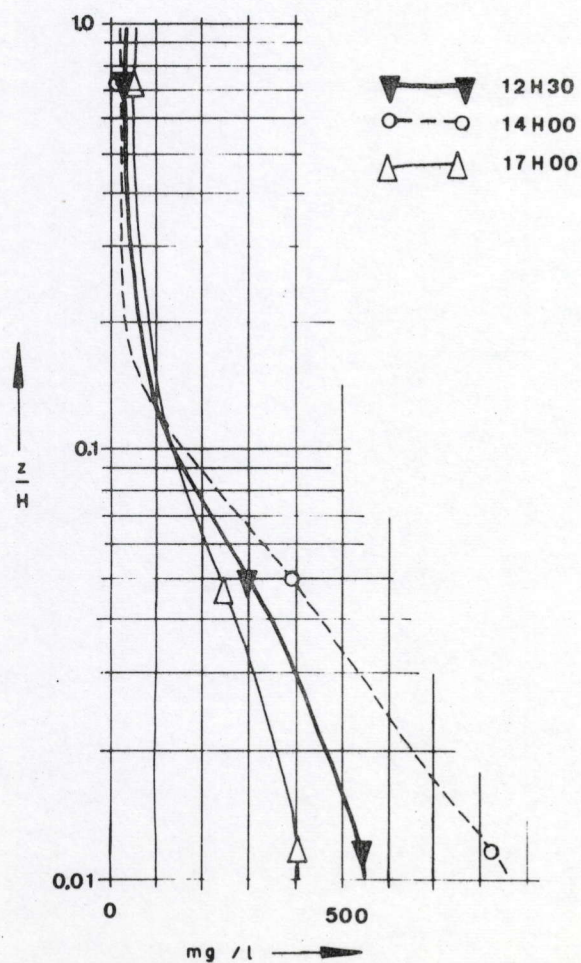
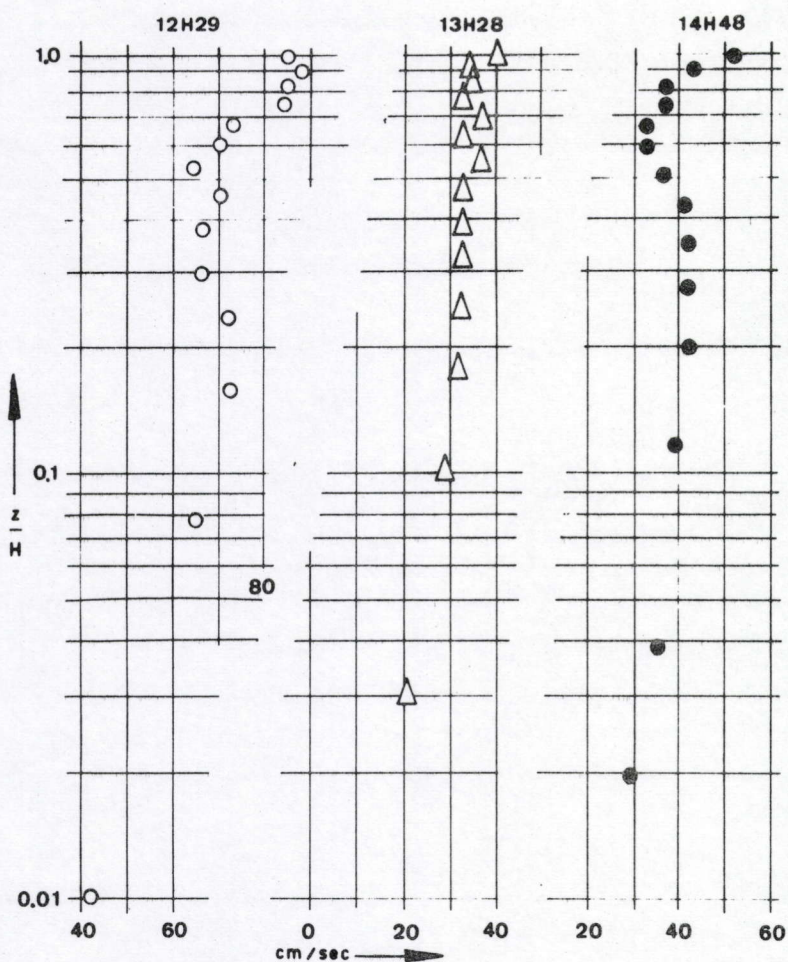


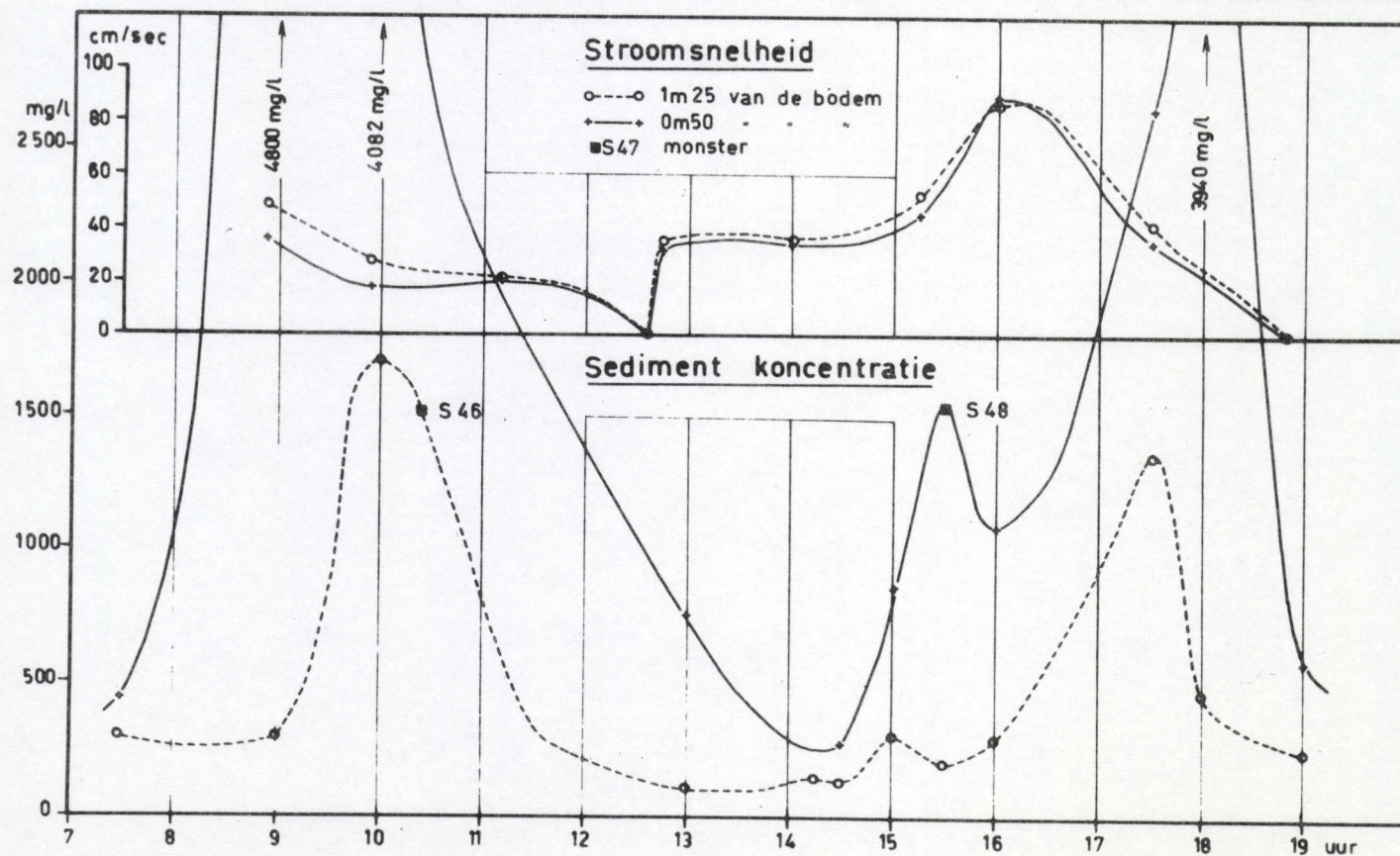
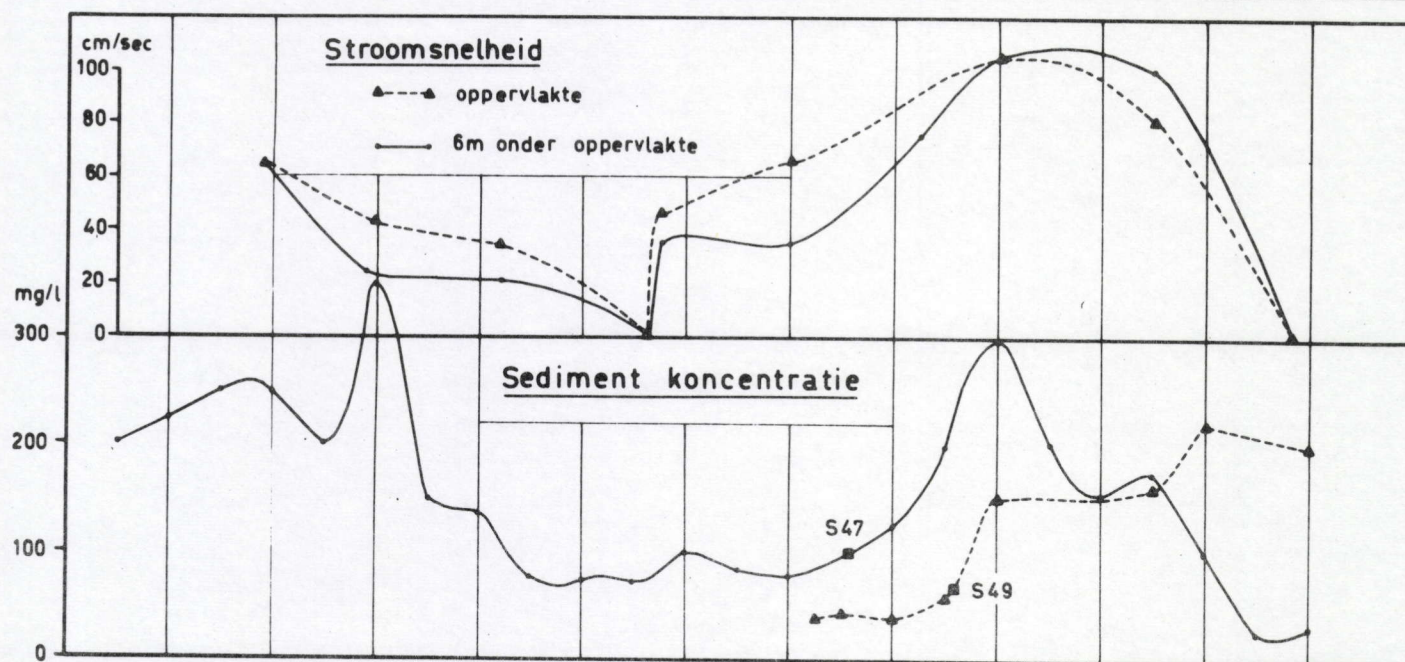
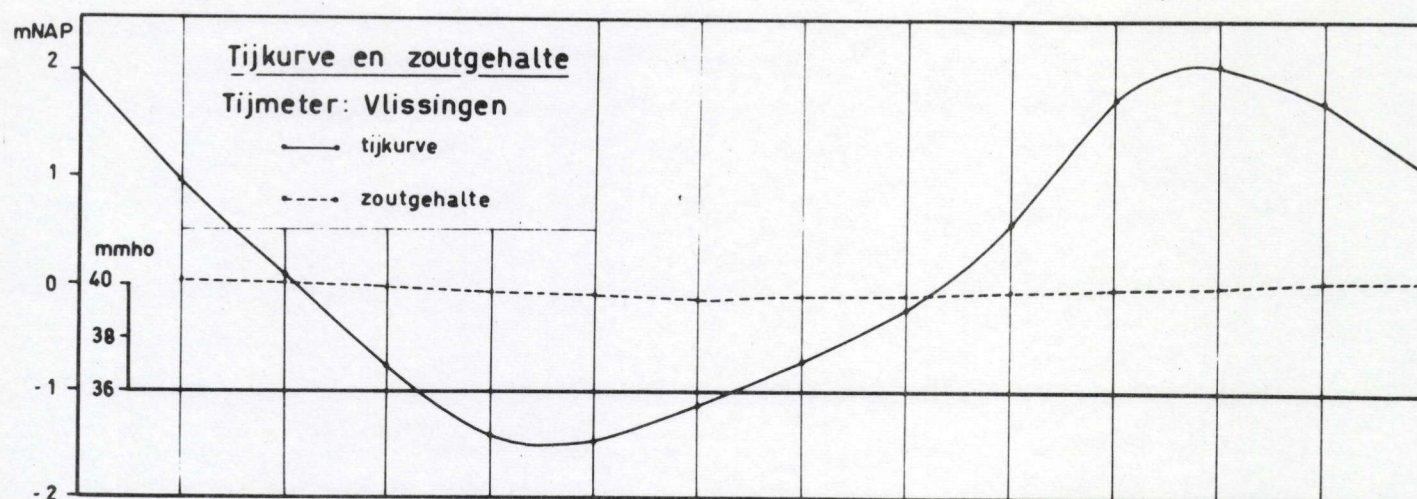


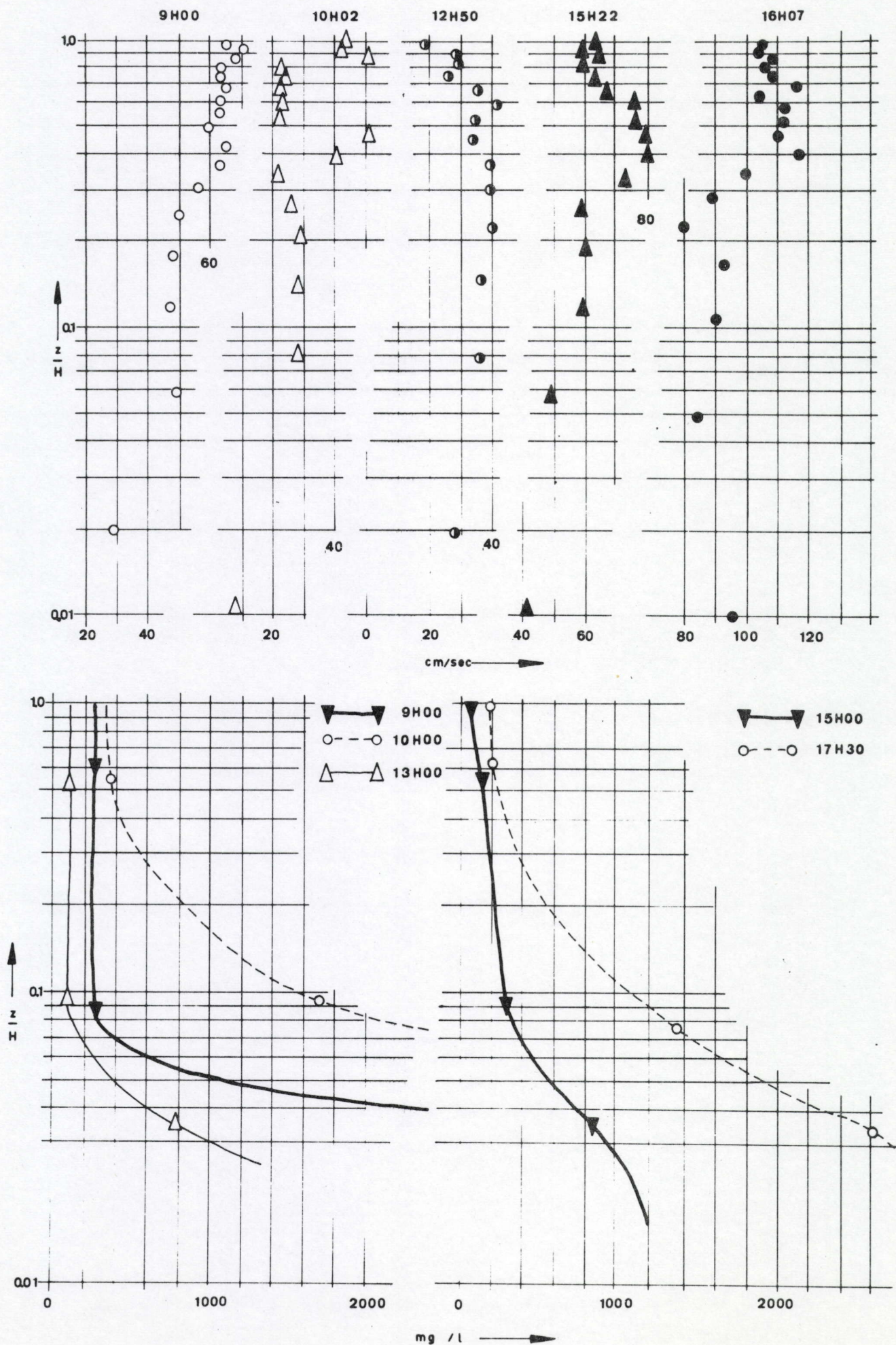
HONTE
26-7-1967

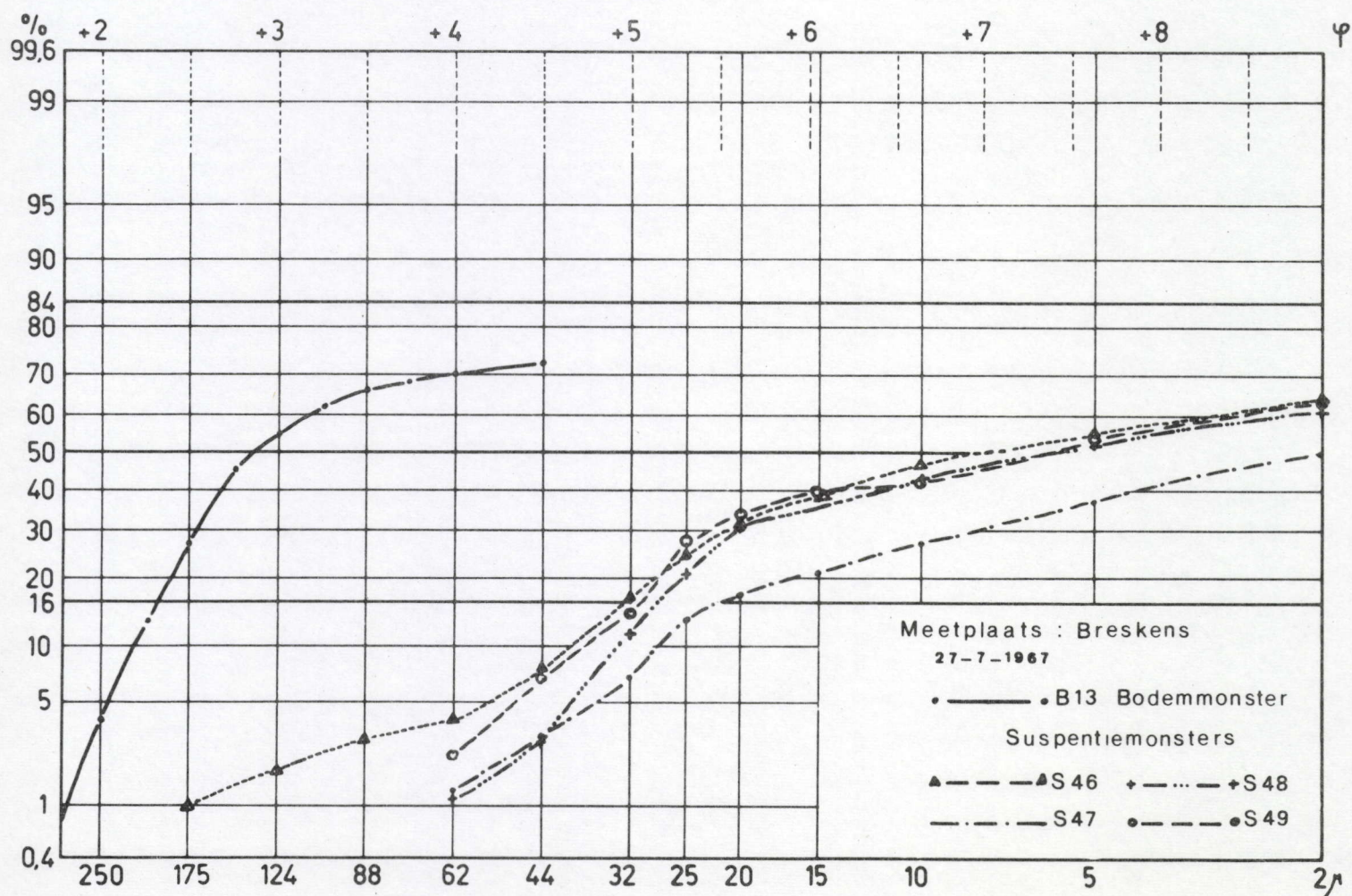
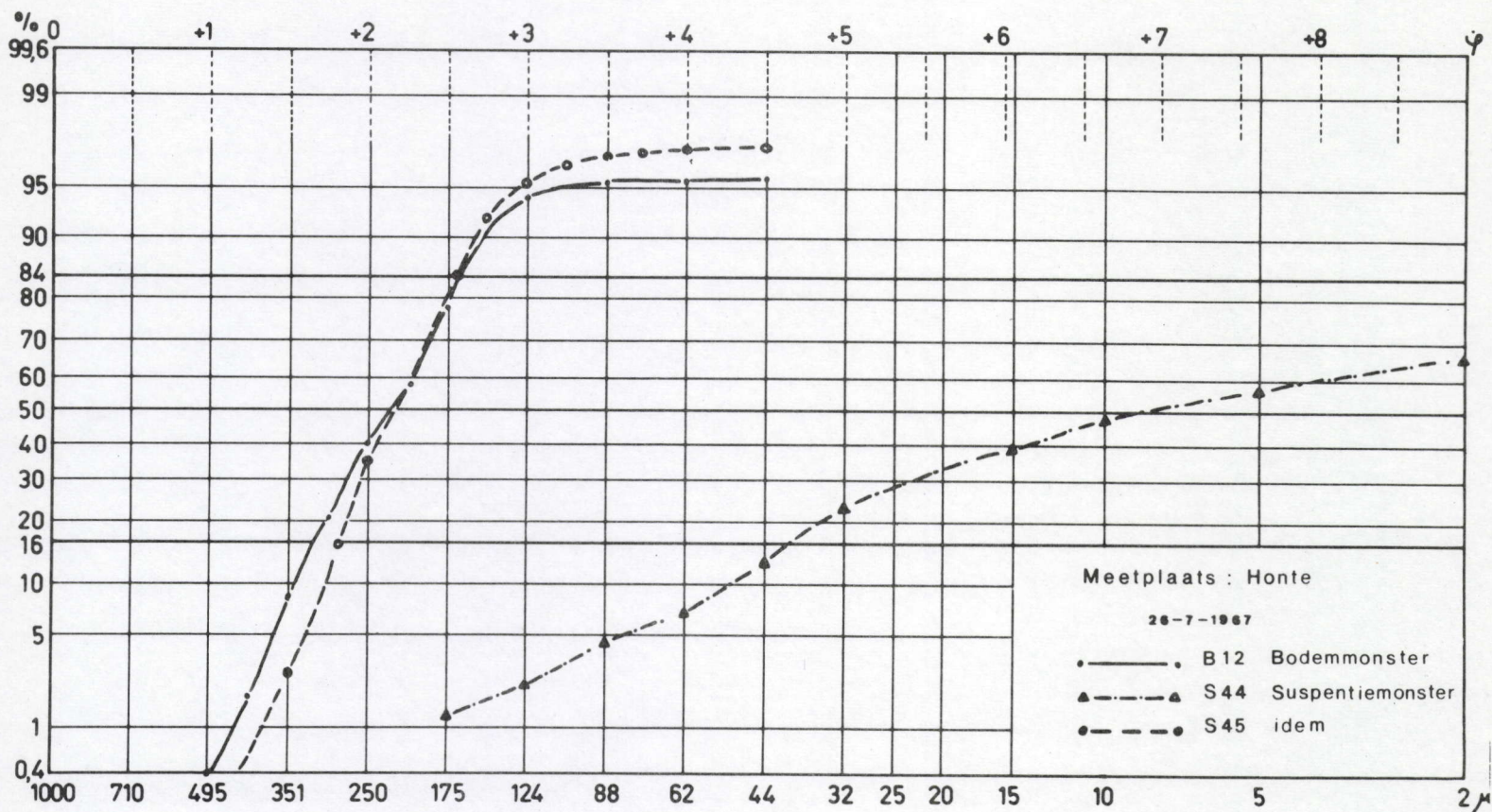
Vertikalen van stroomsnelheid en
sedimentgehalte

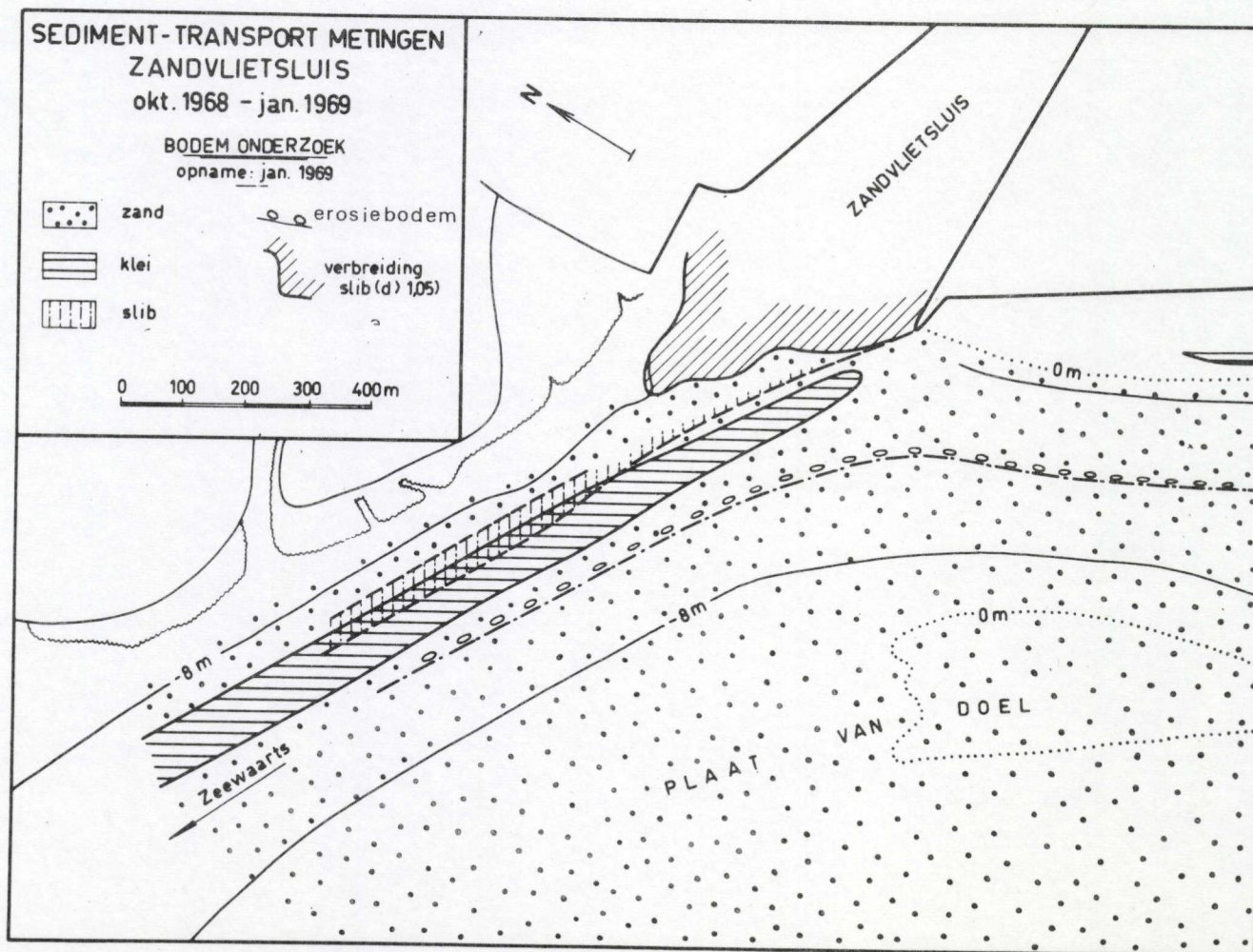
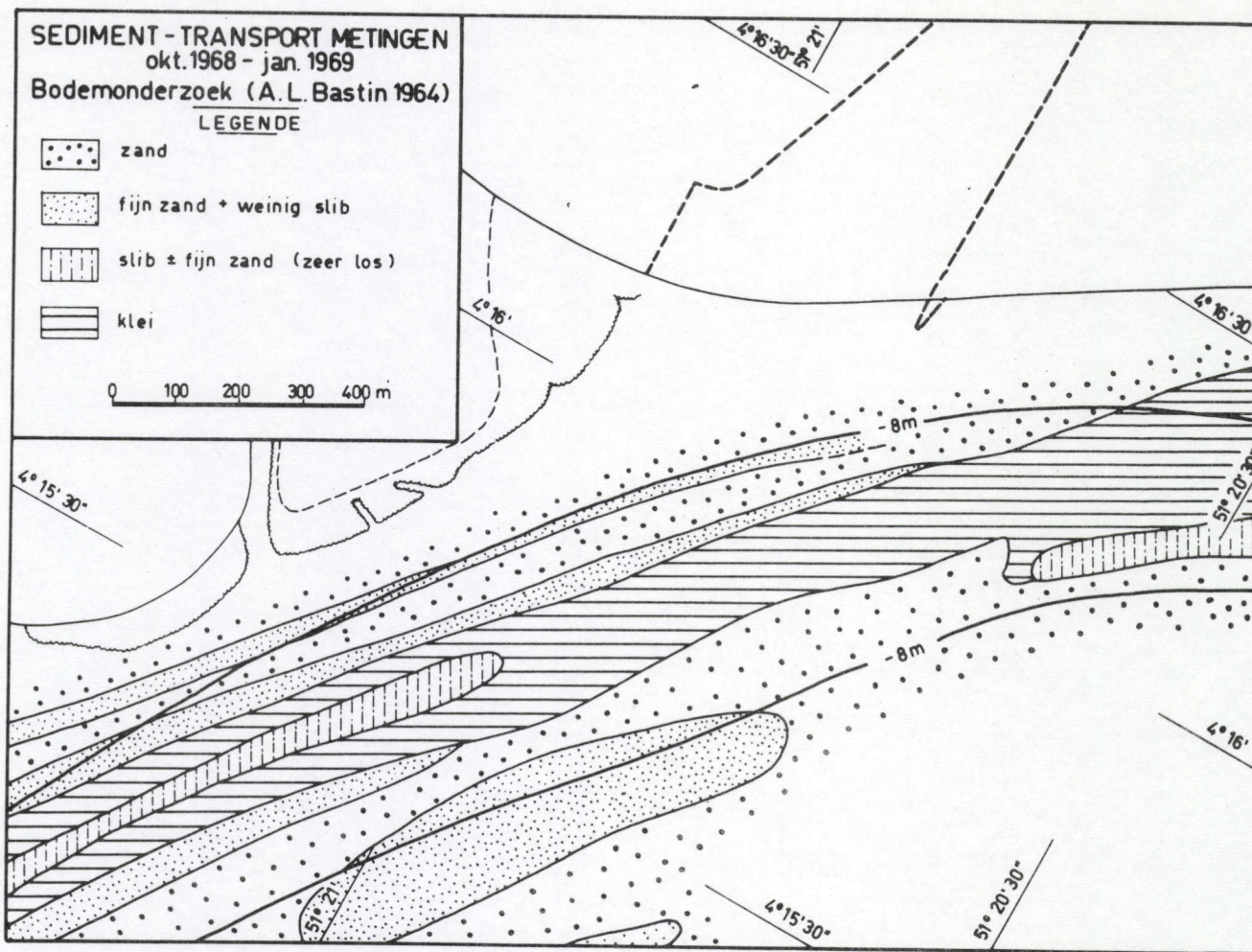
II 103

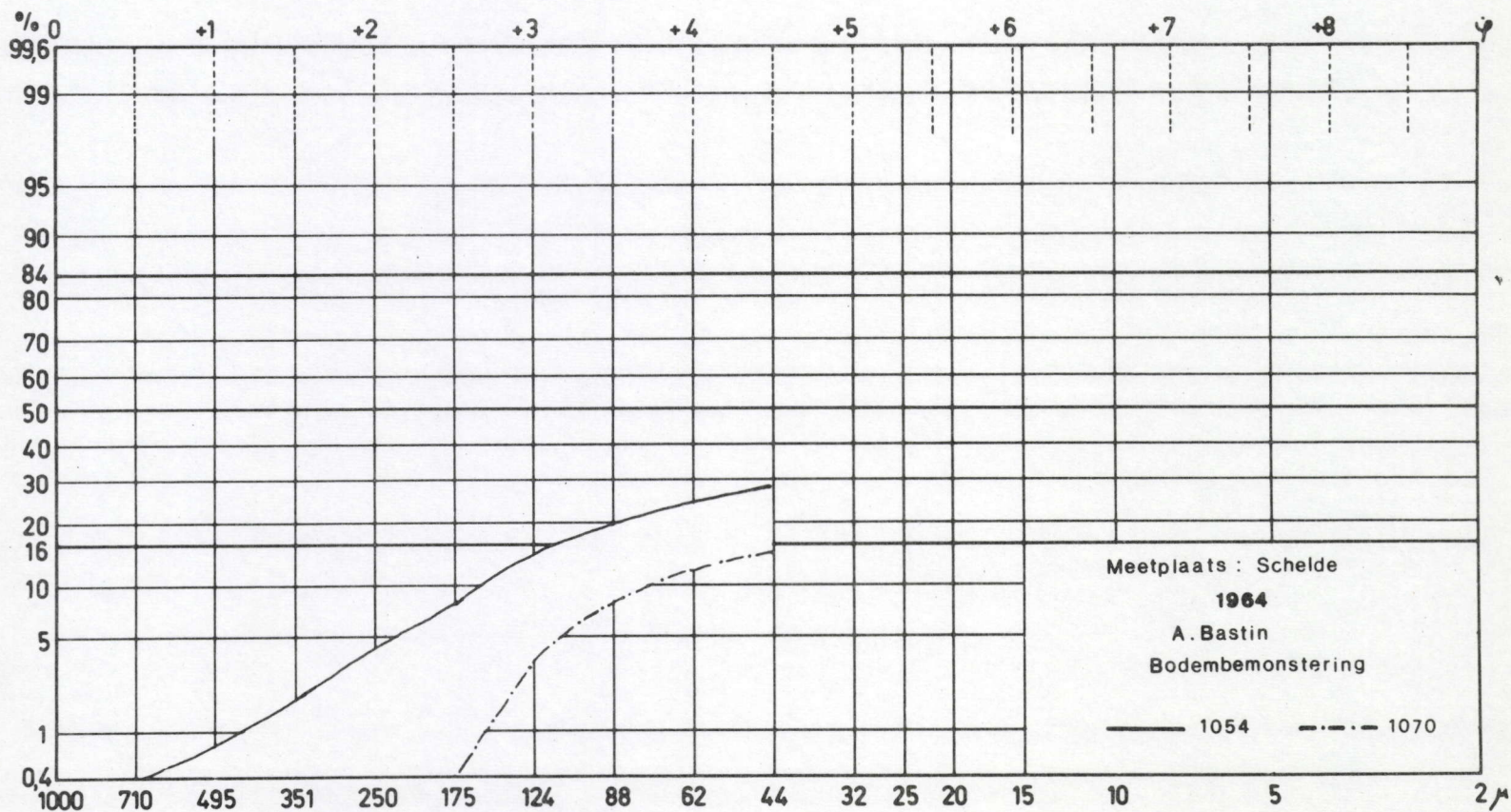
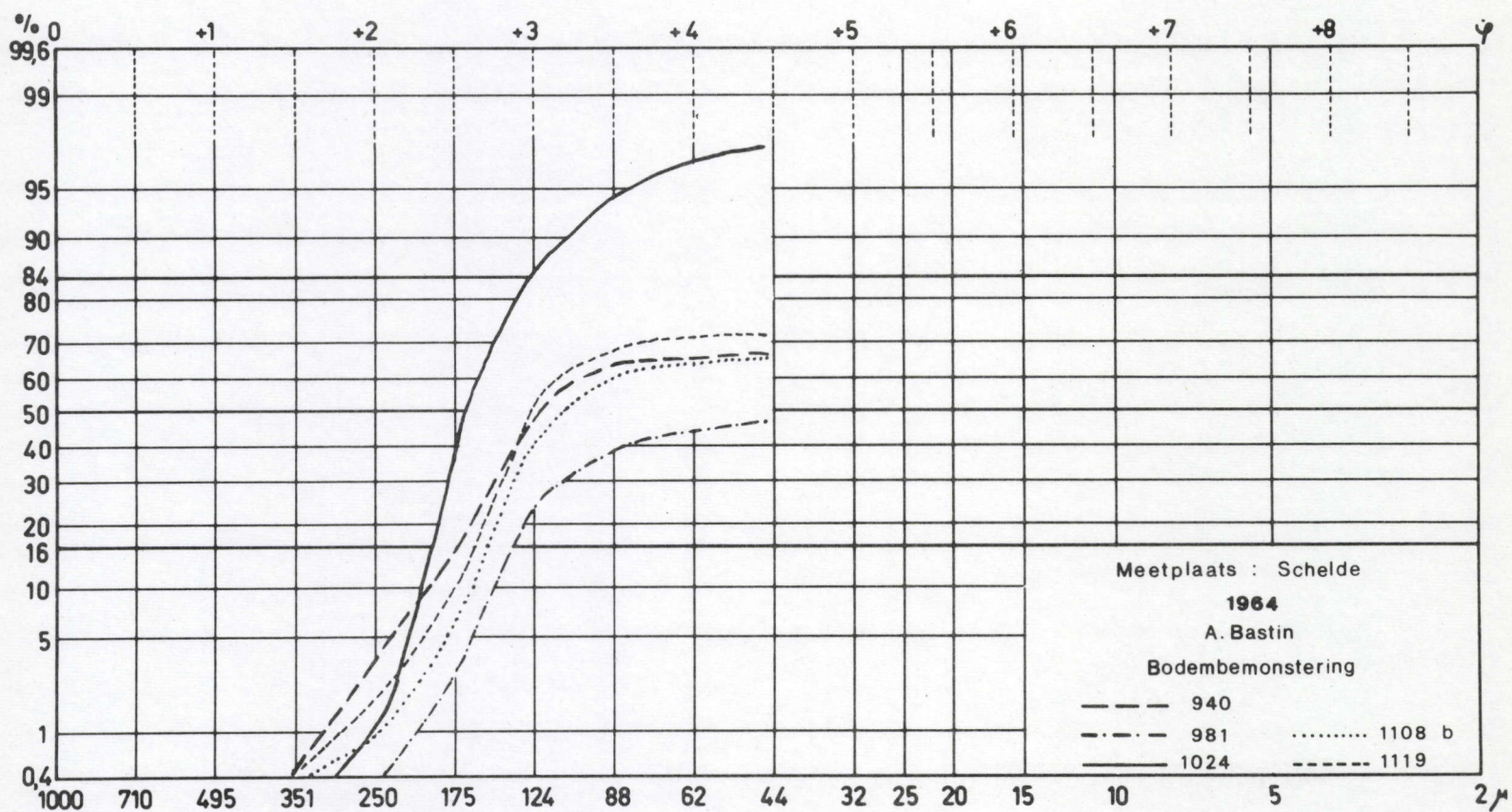


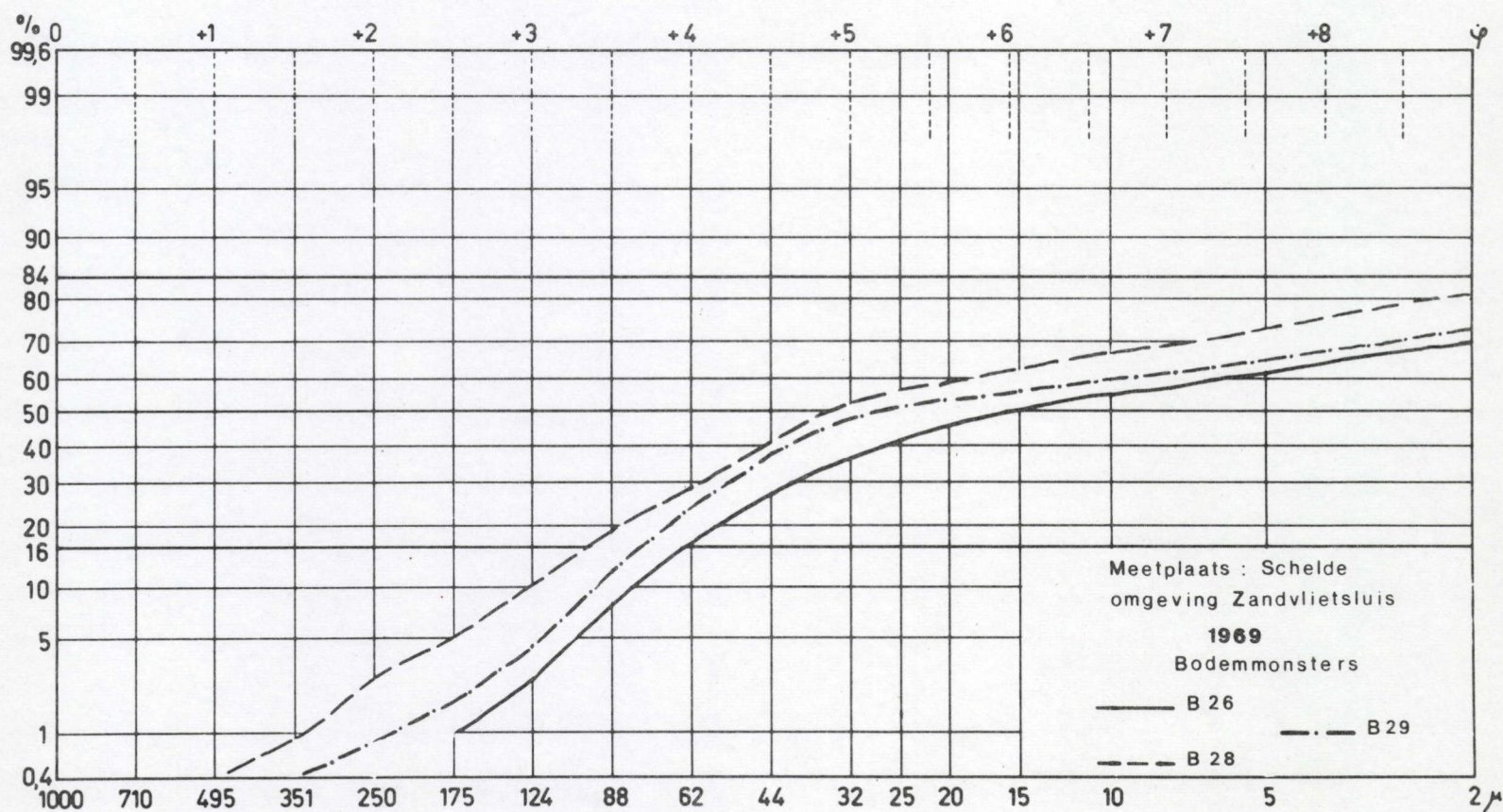
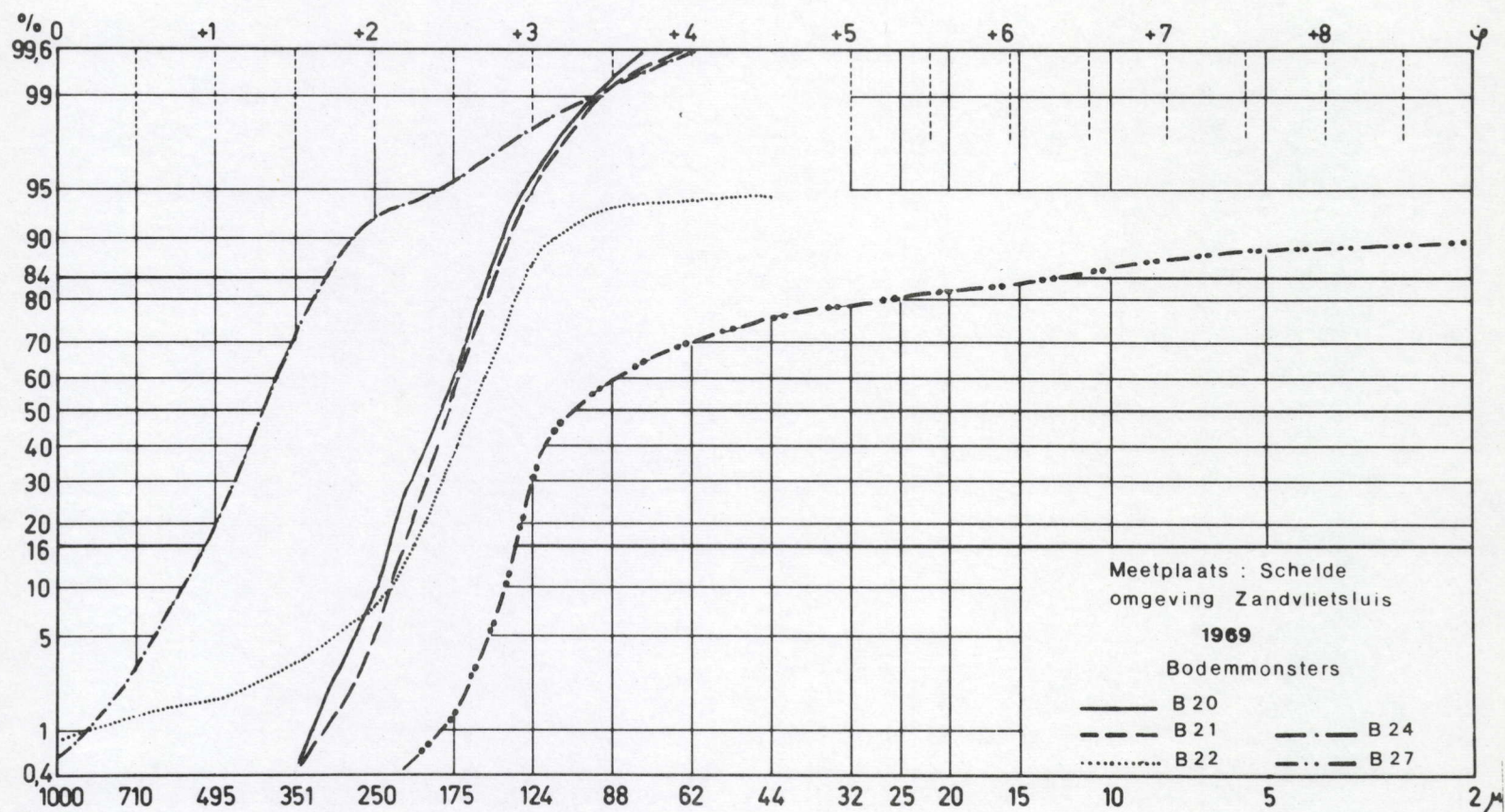


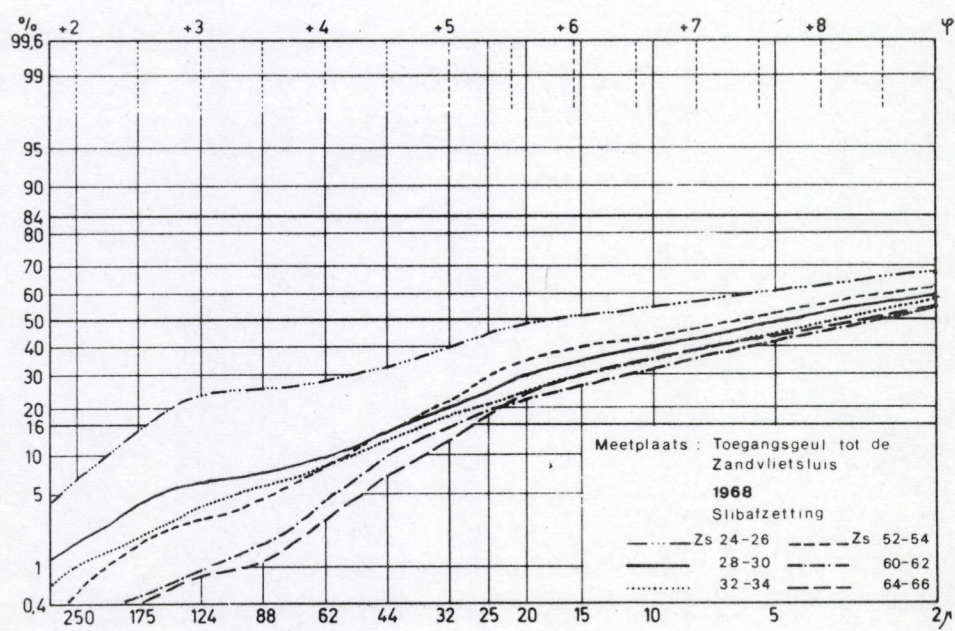
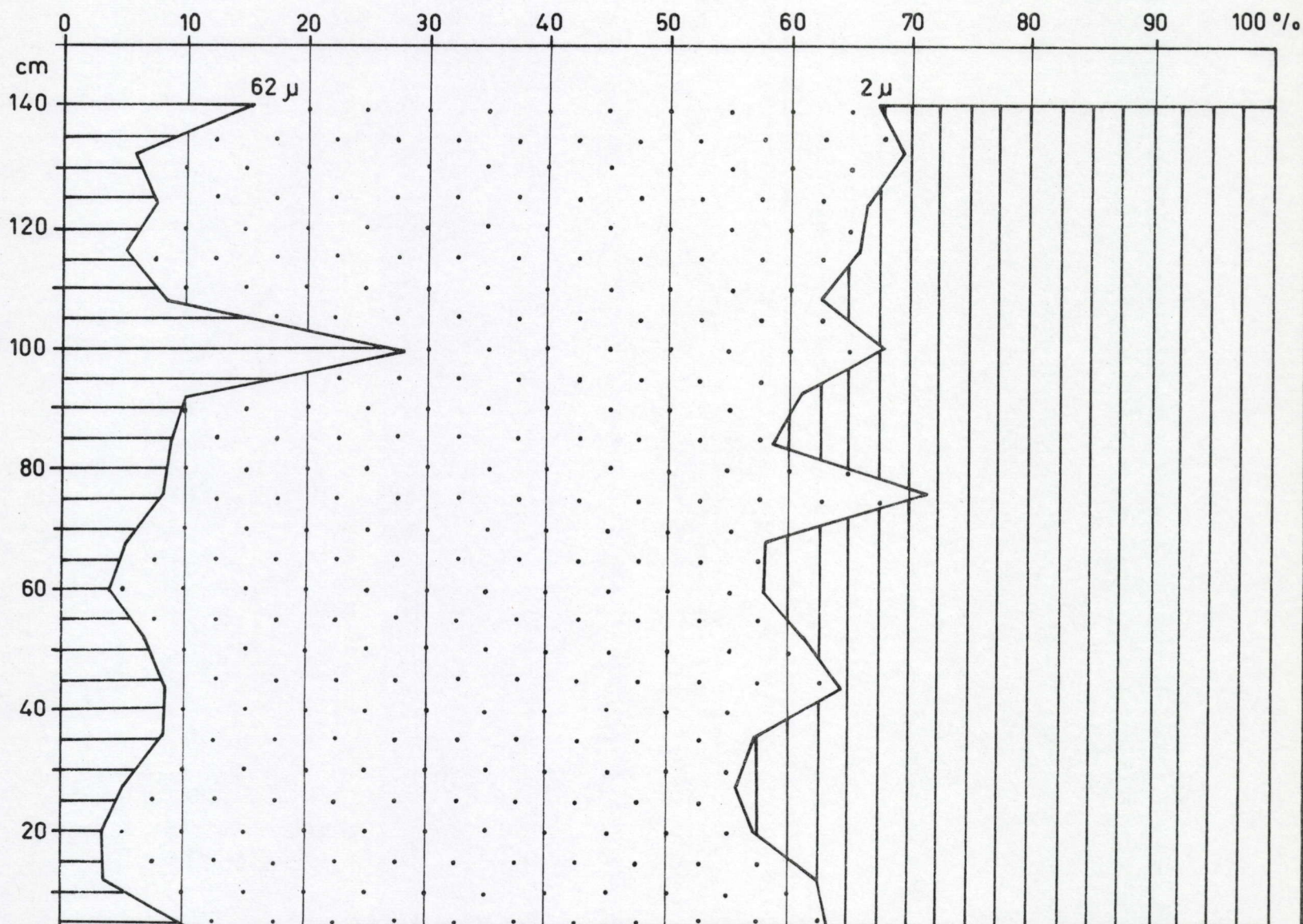


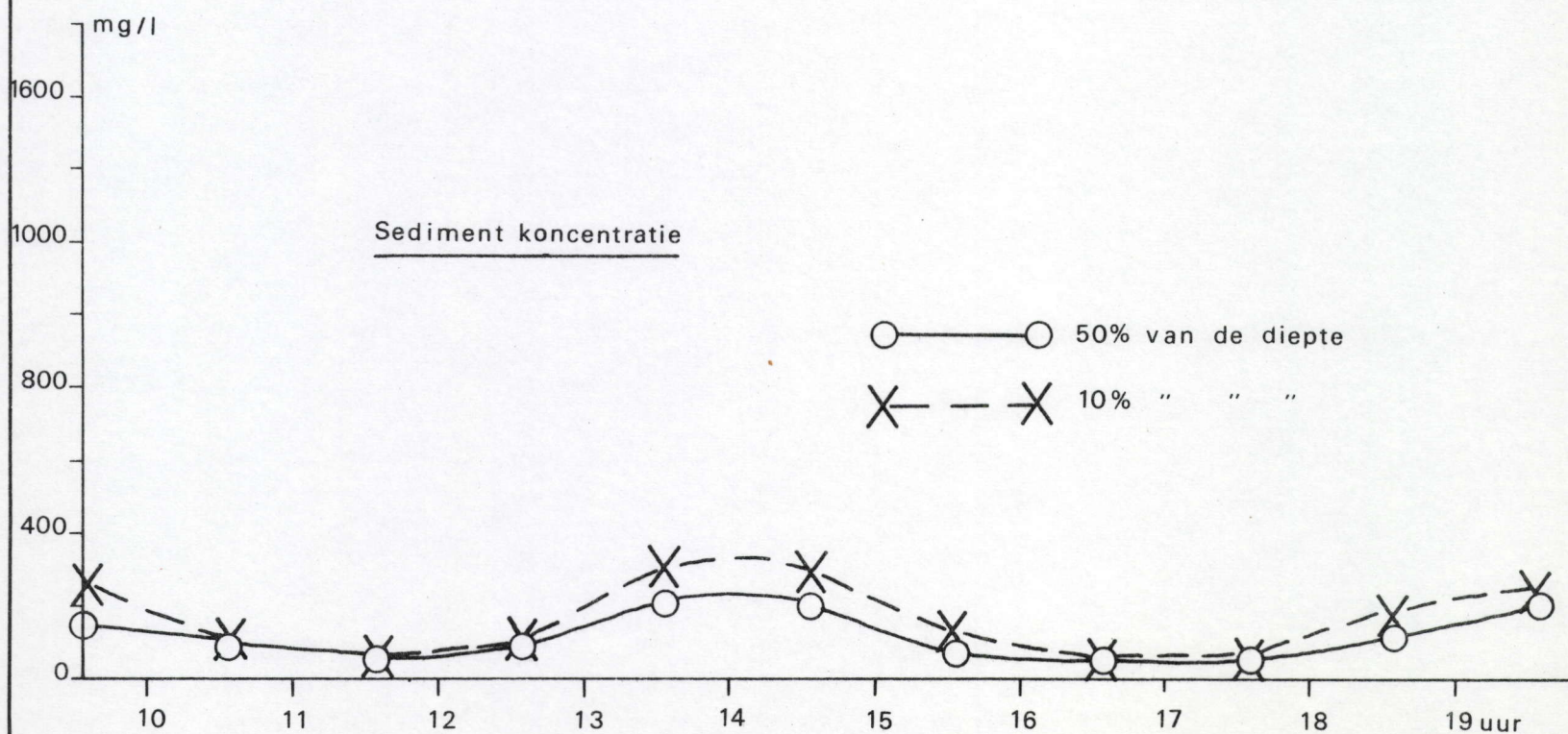
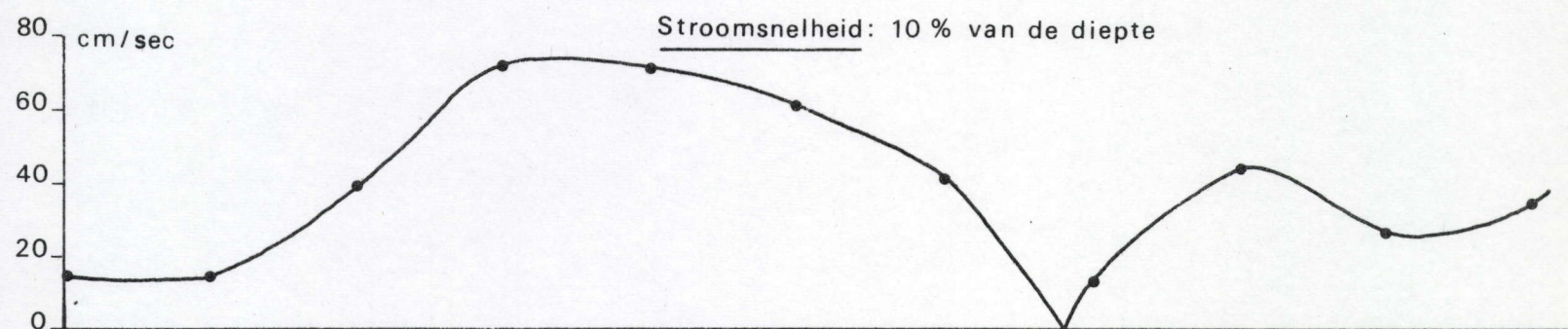
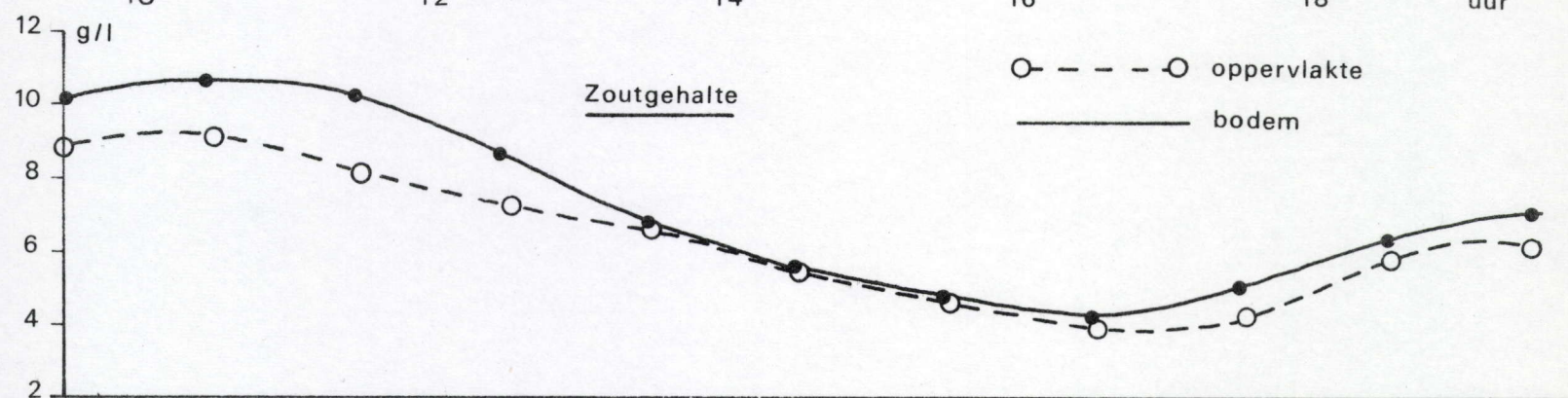
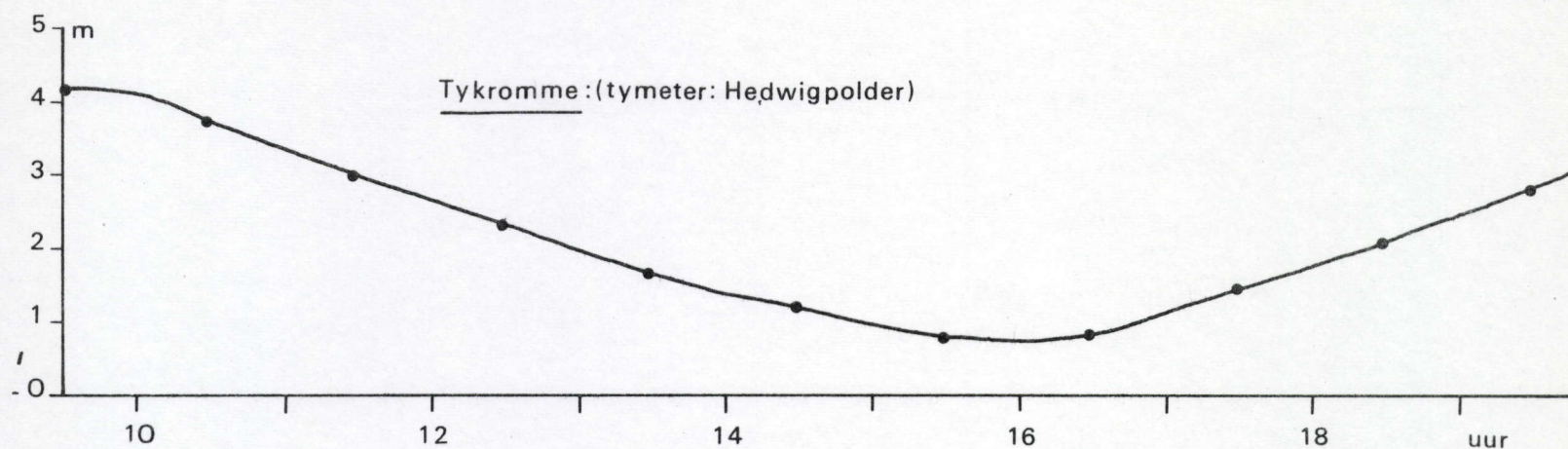






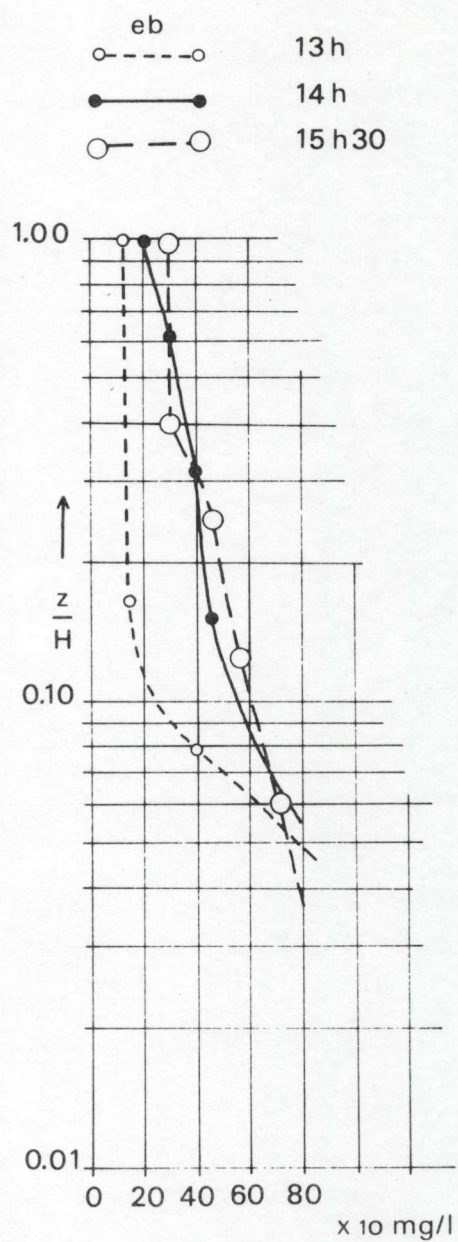
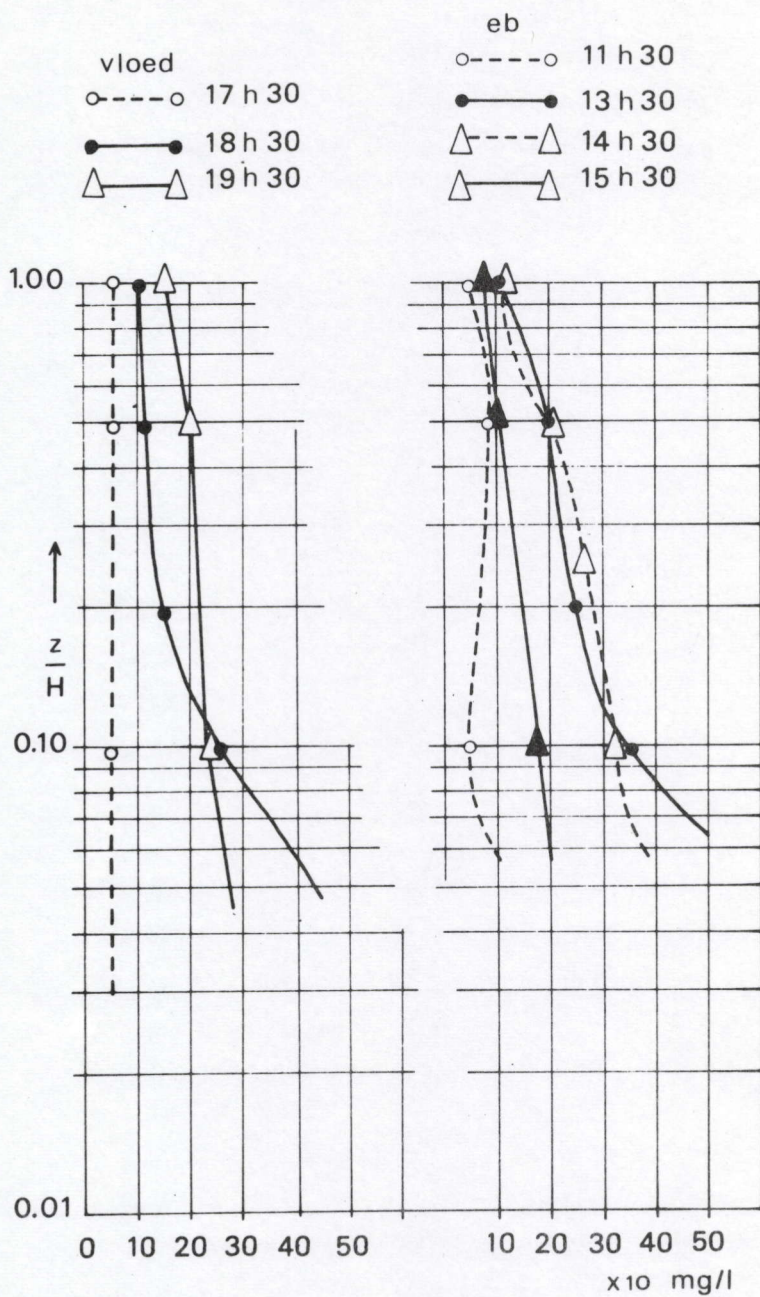


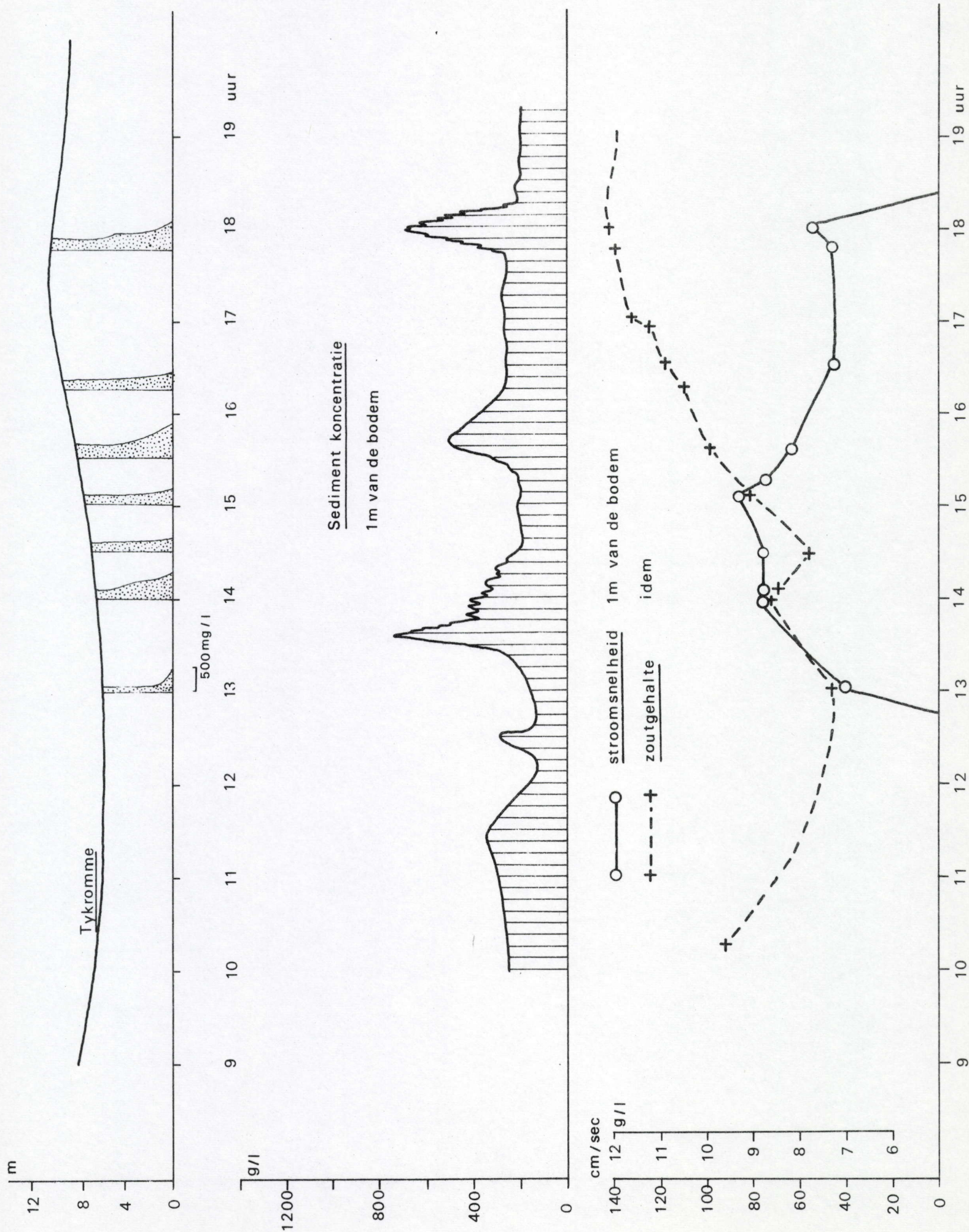


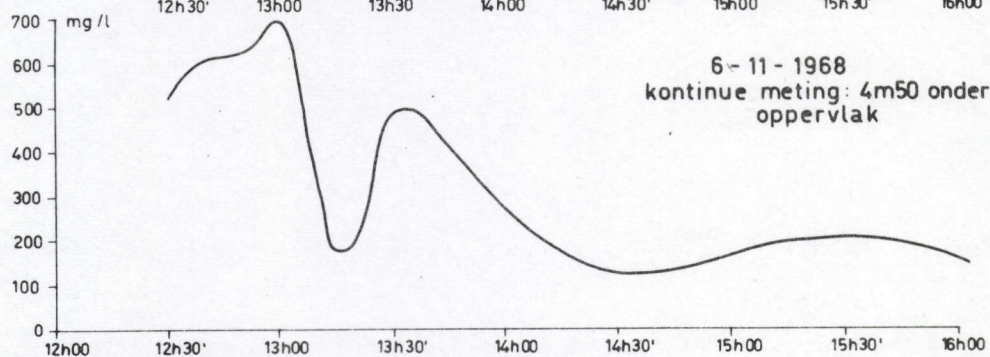
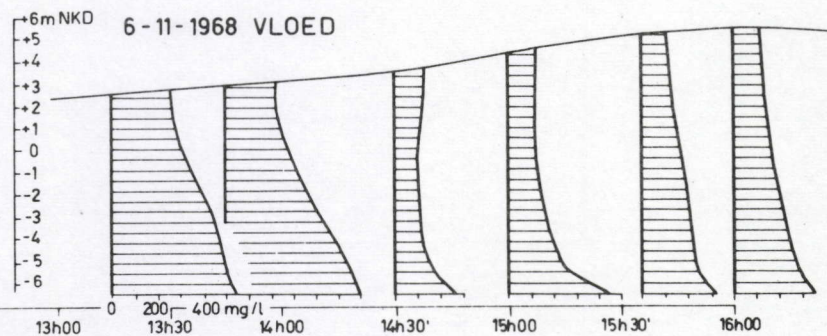
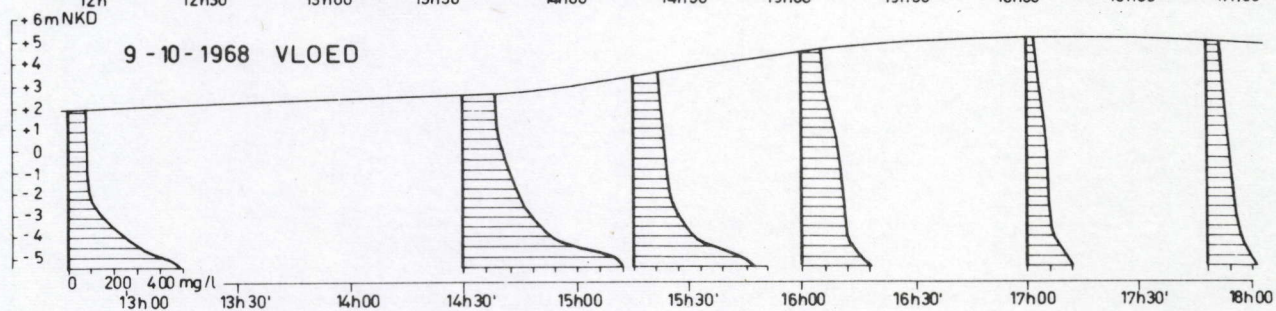
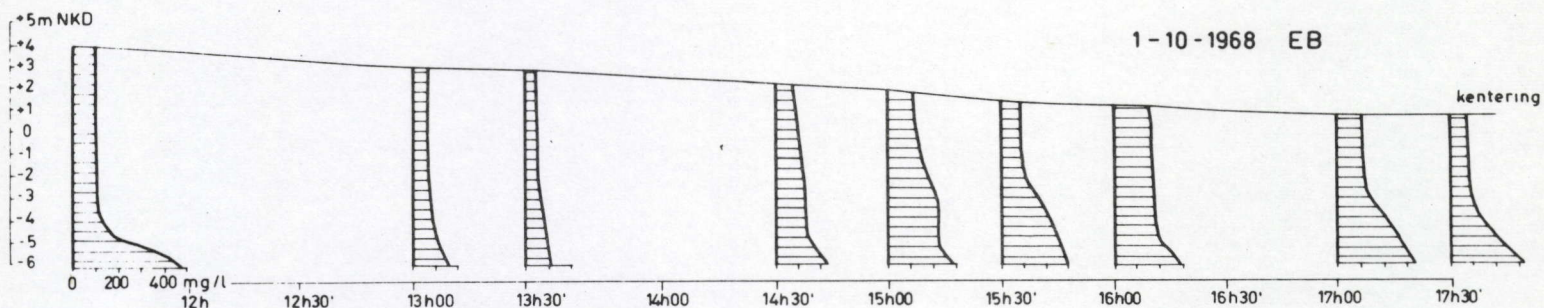


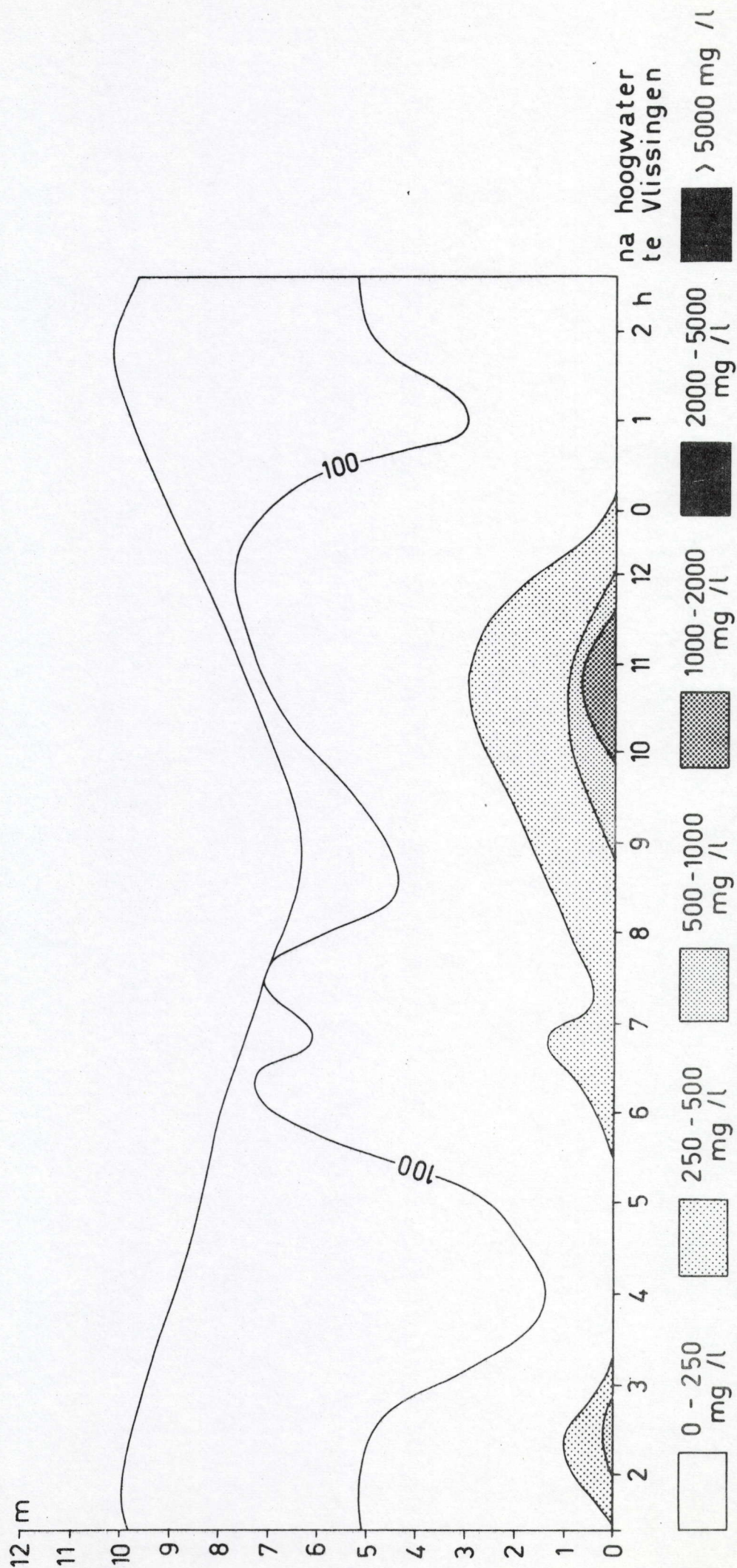
5-9-69

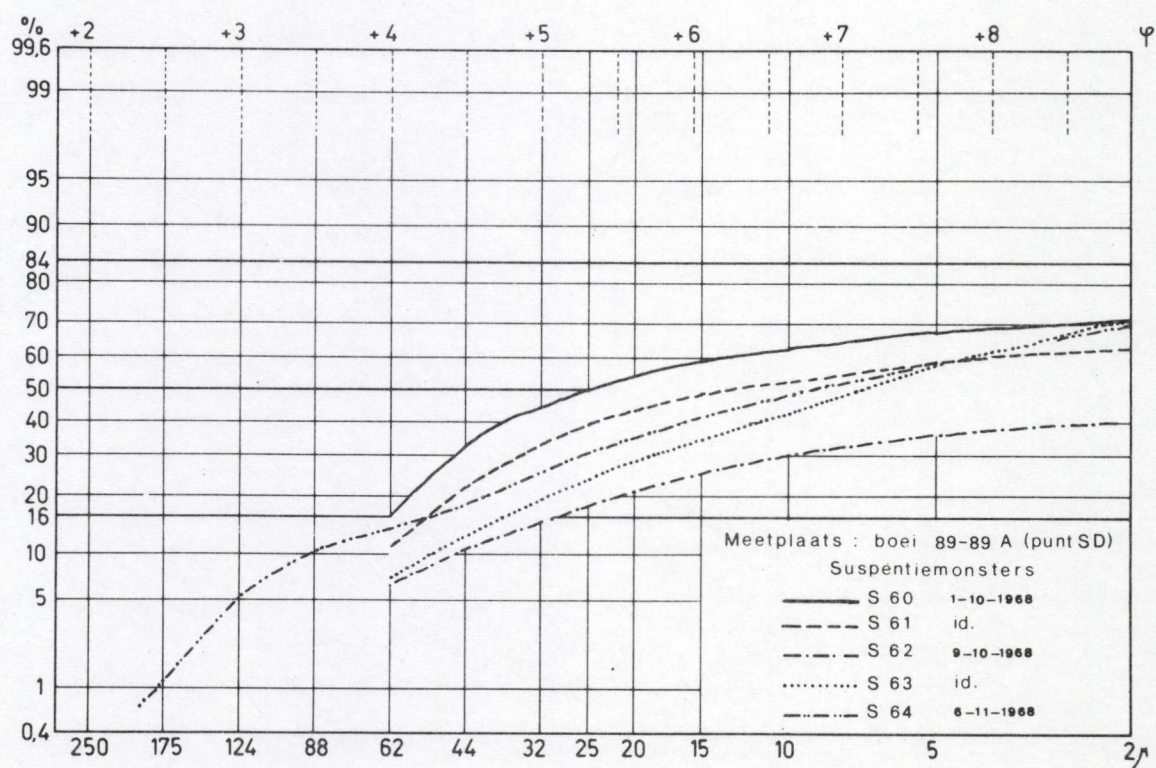
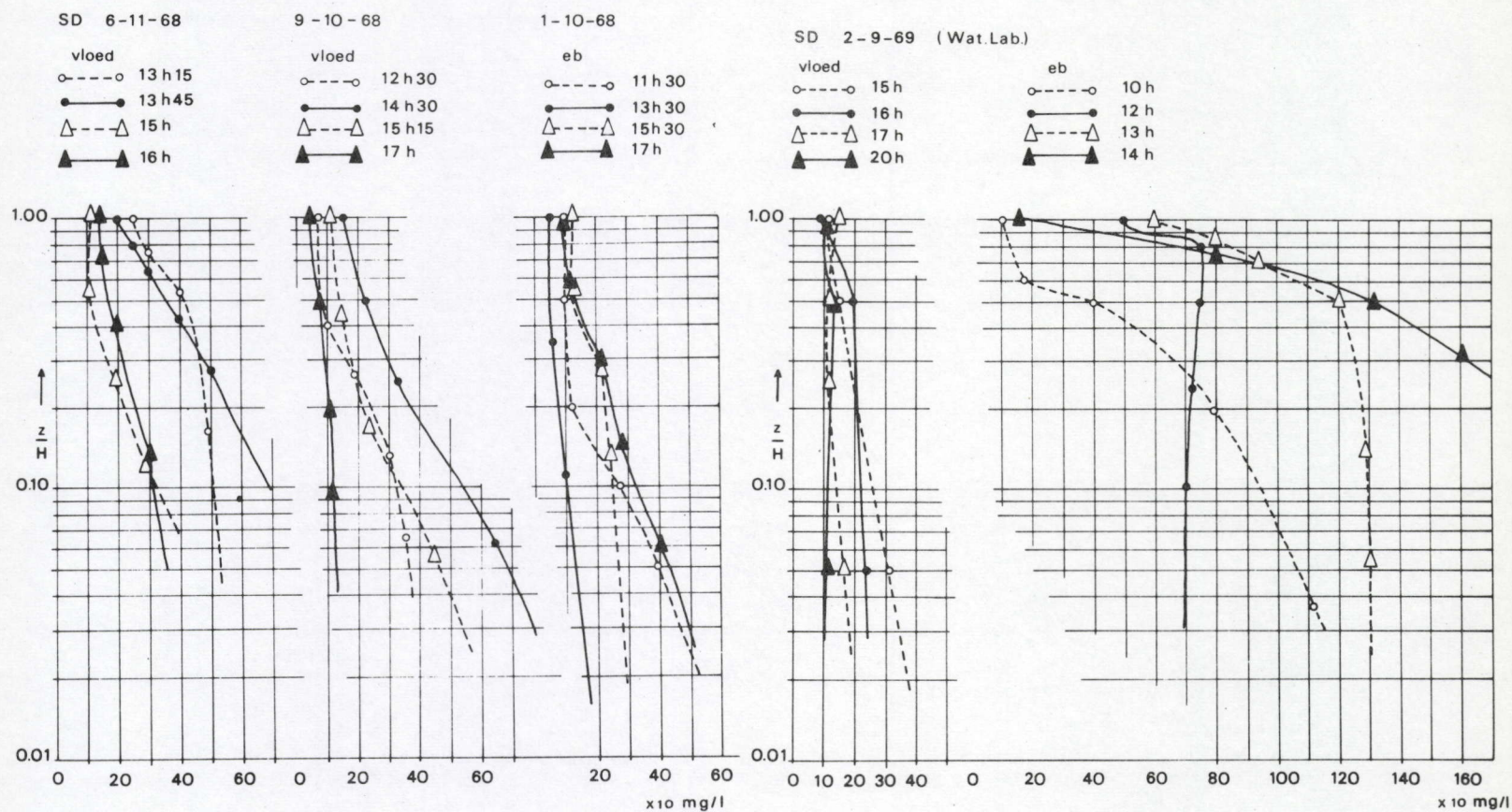
15-9-69

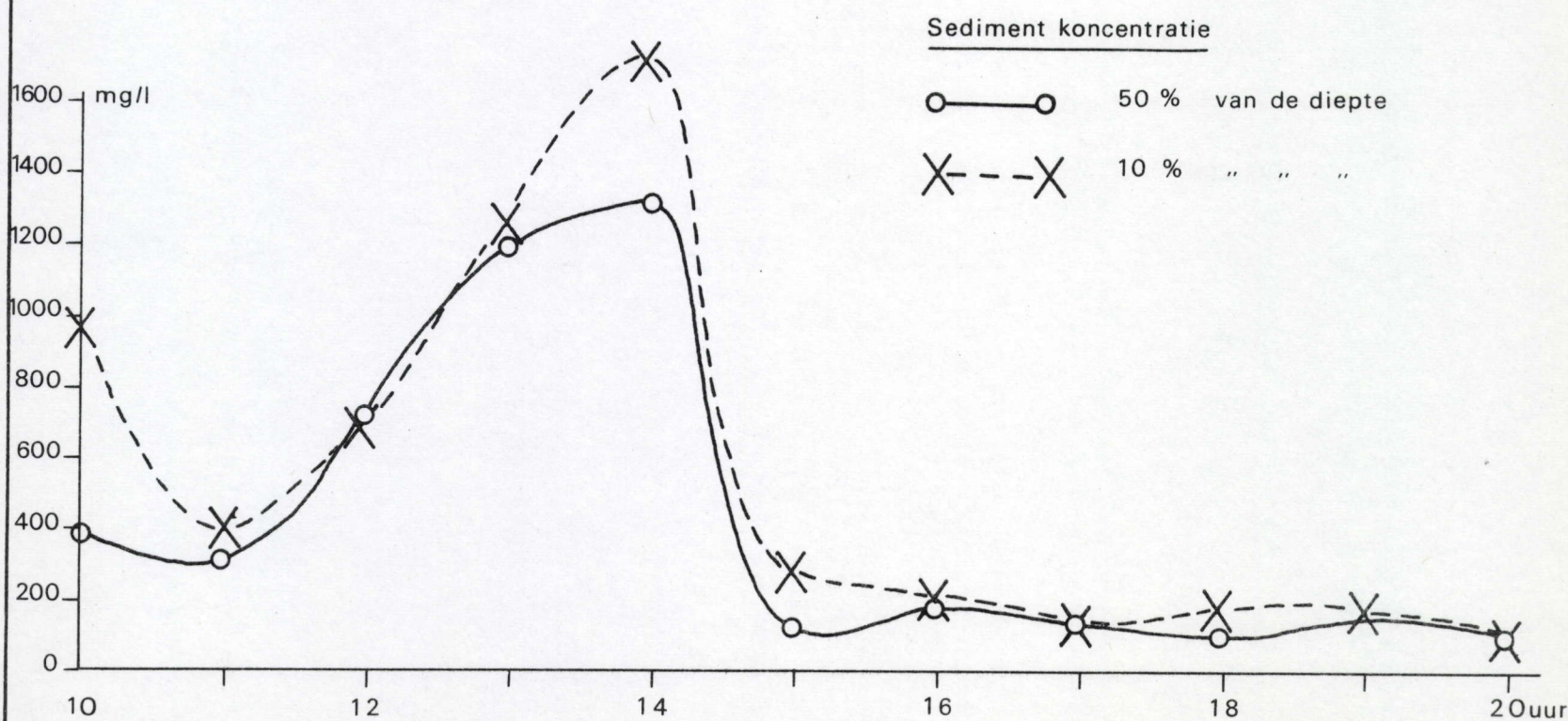
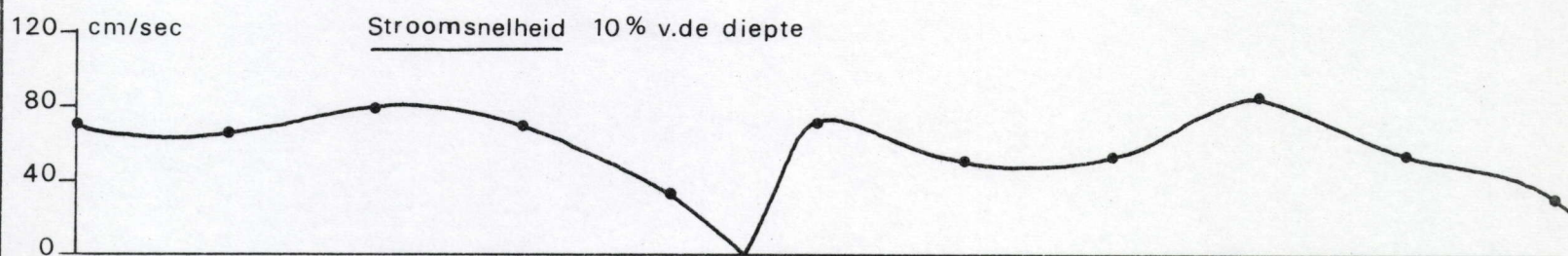
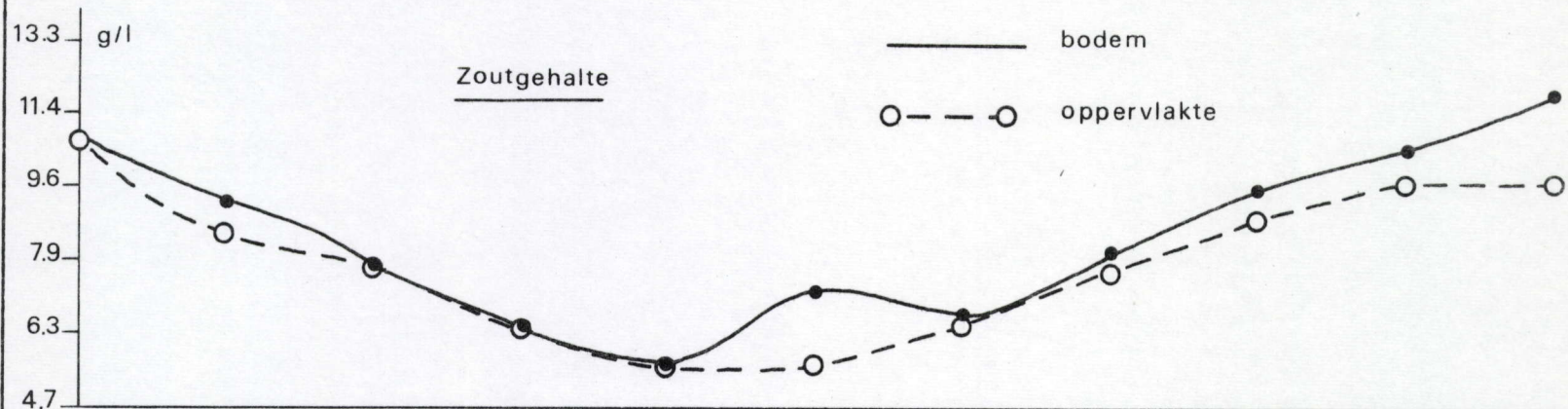
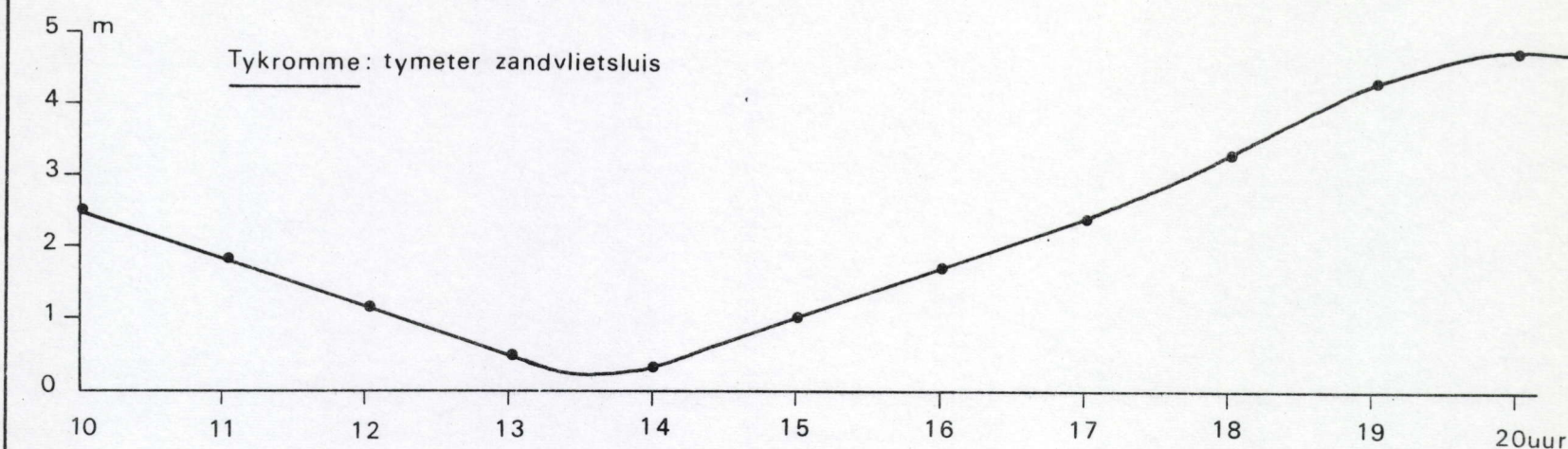


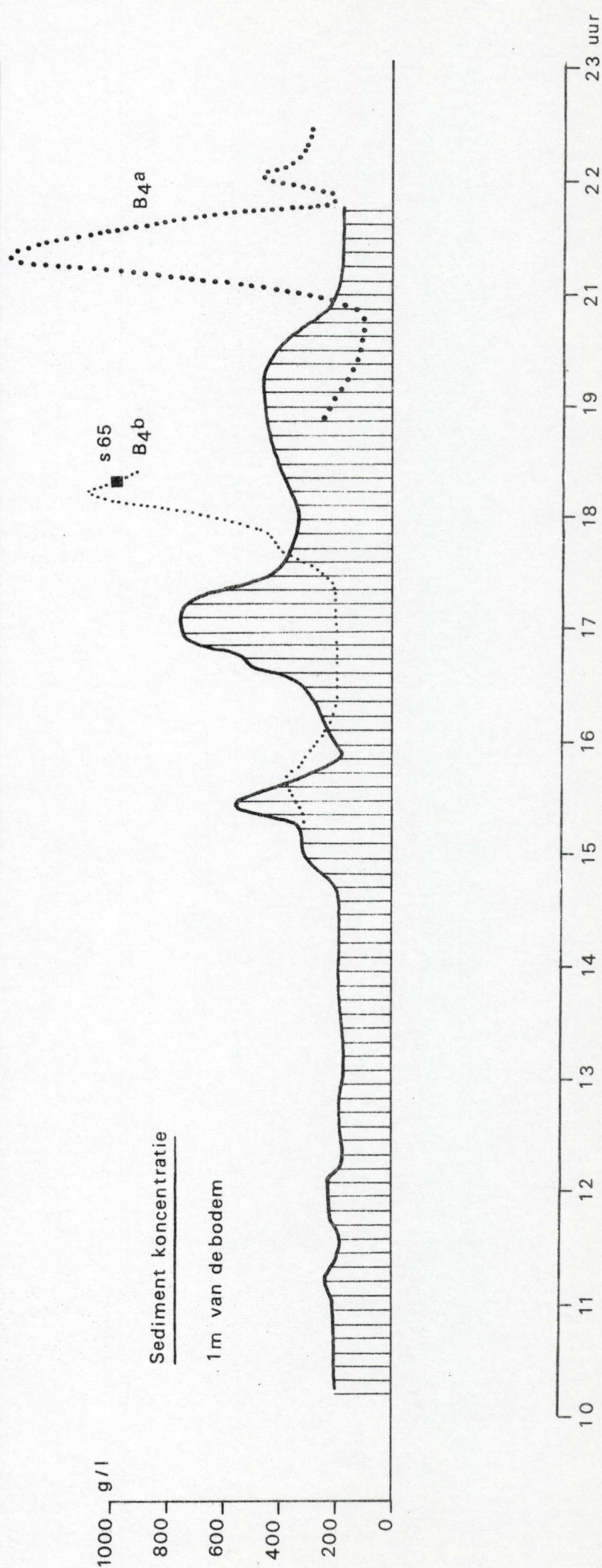
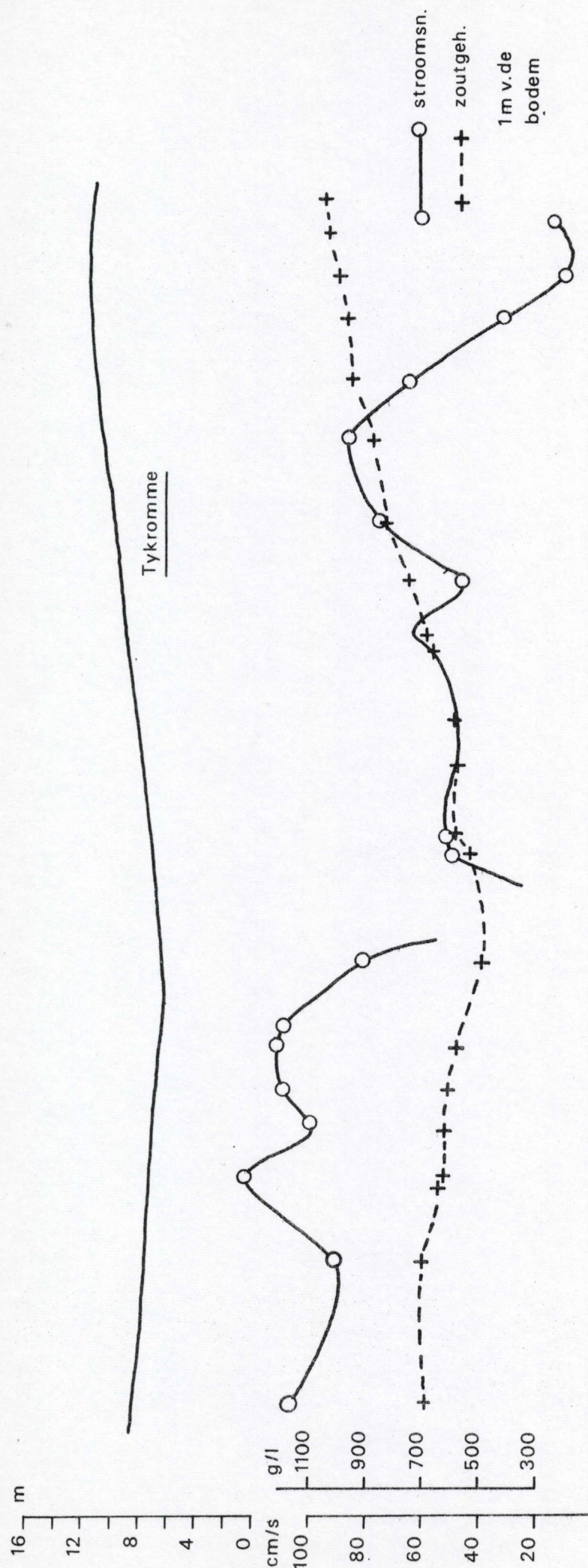


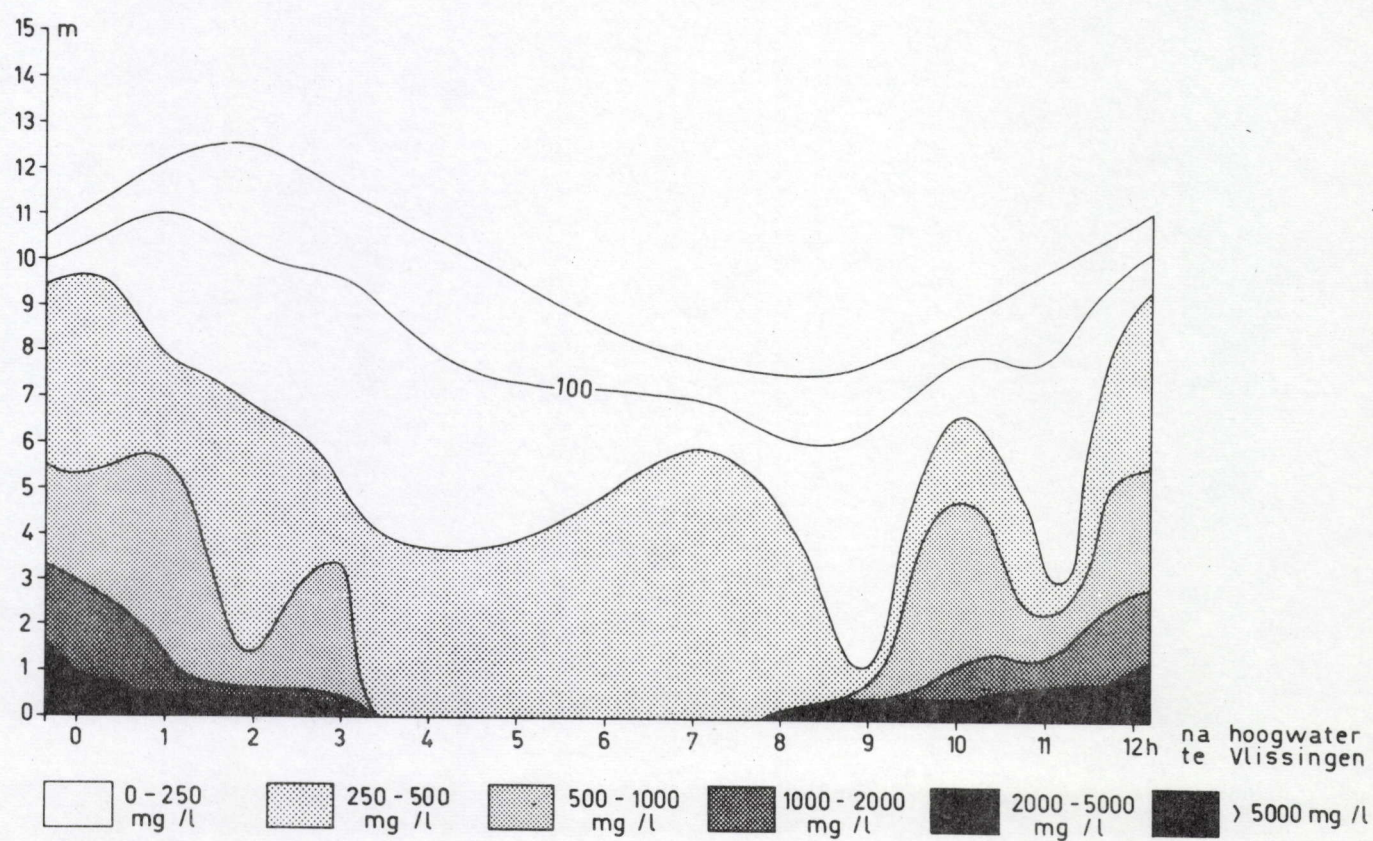
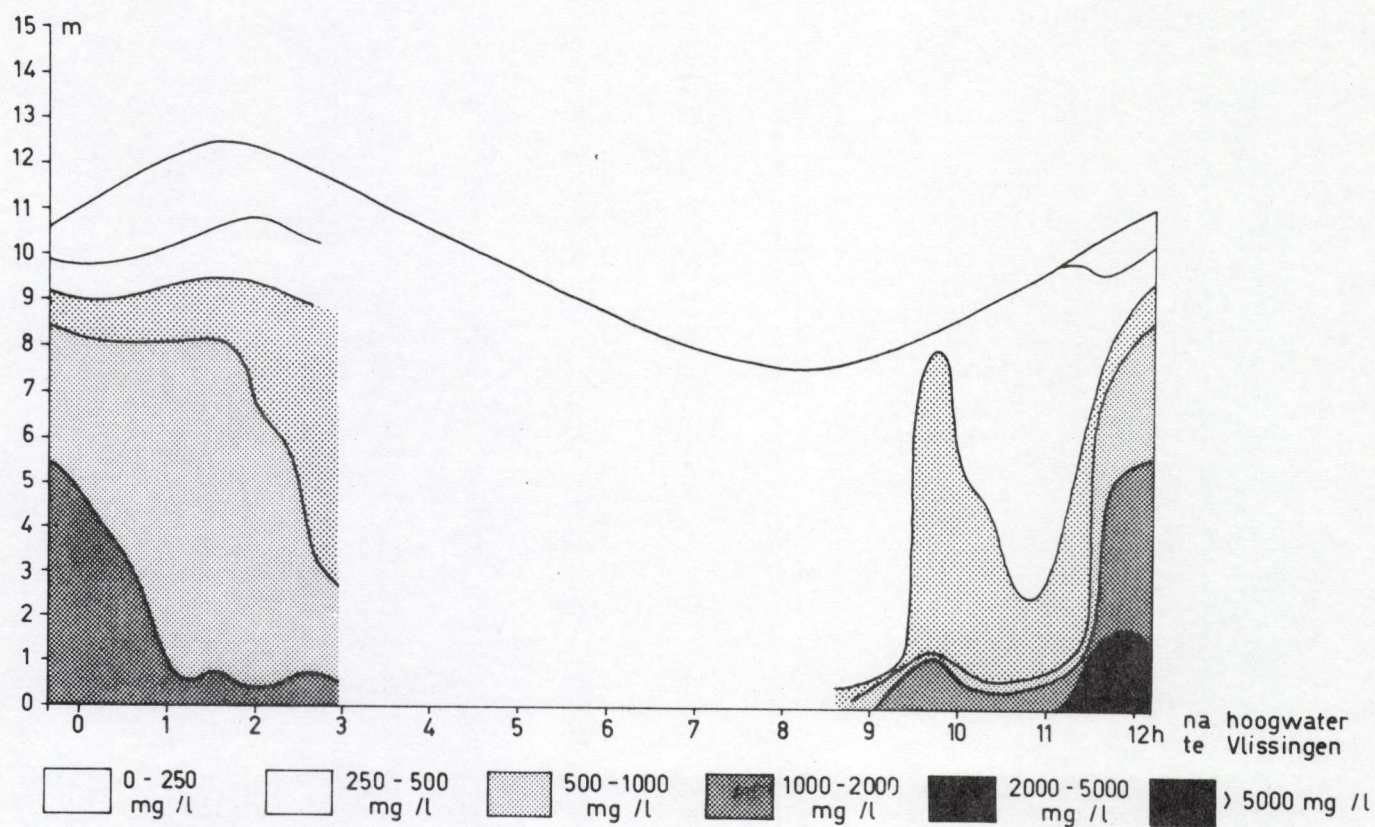


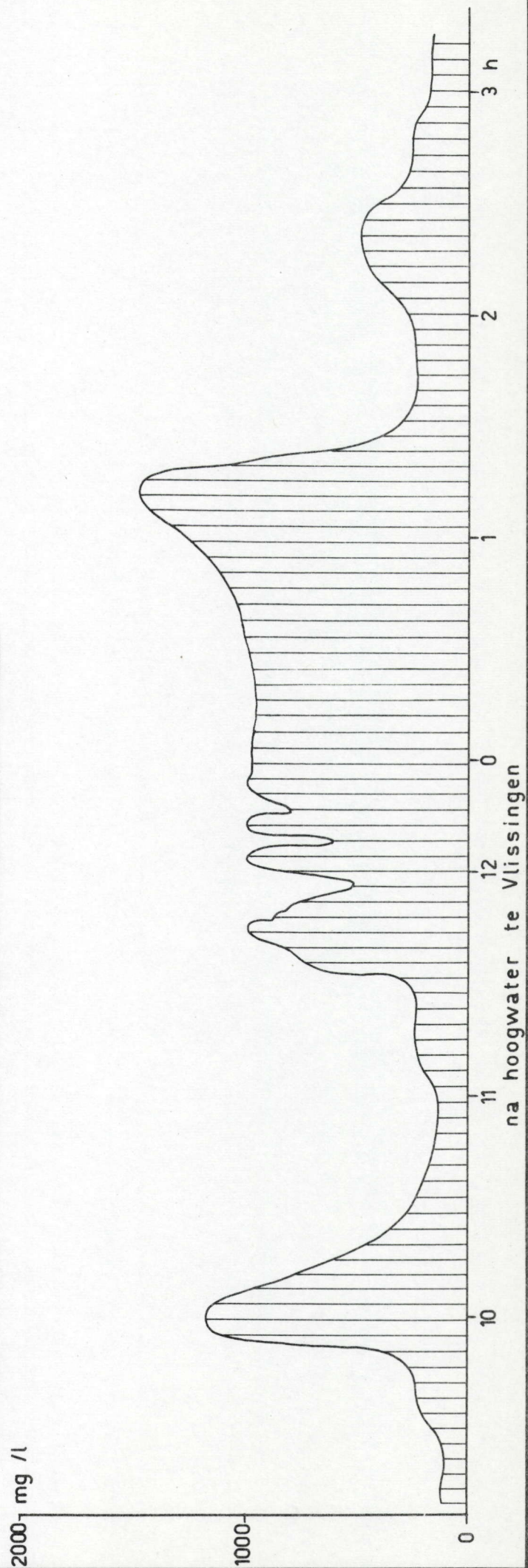
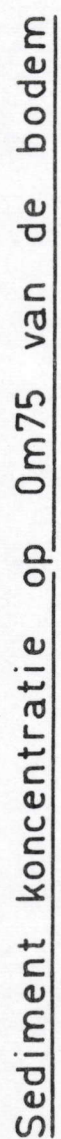
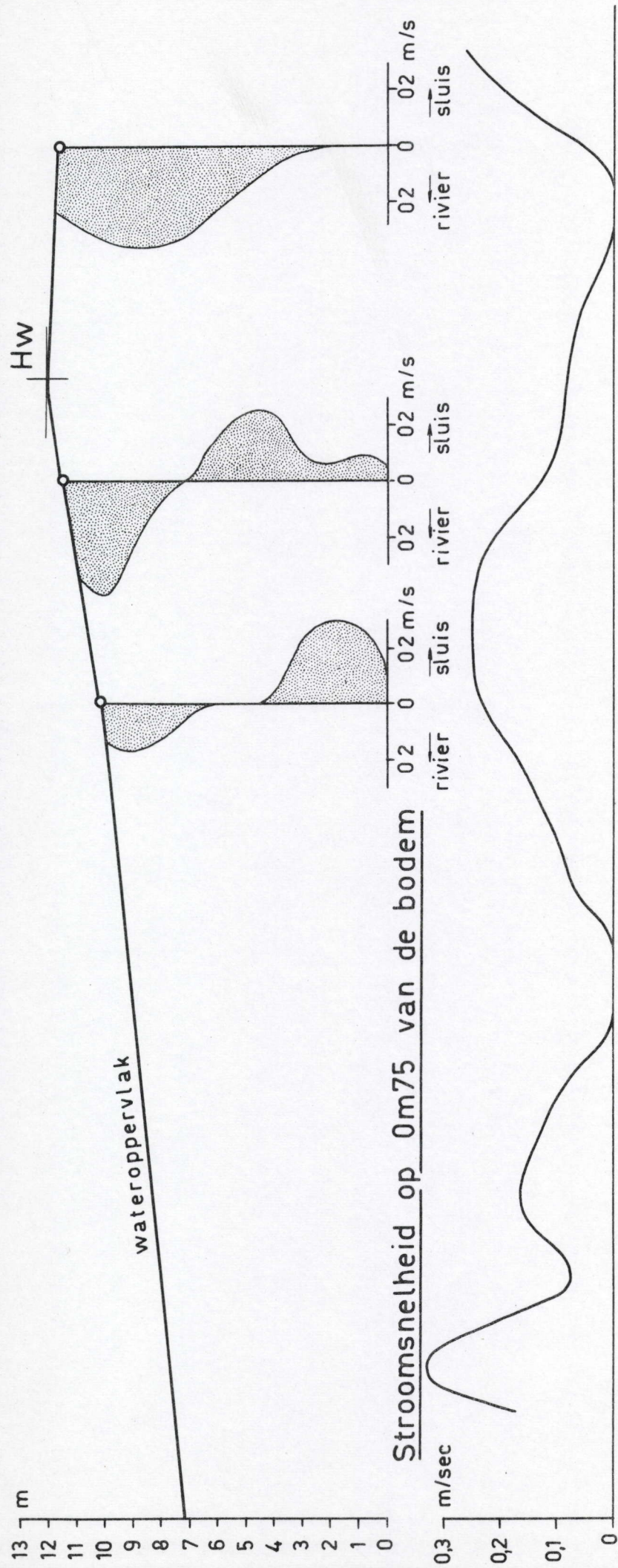


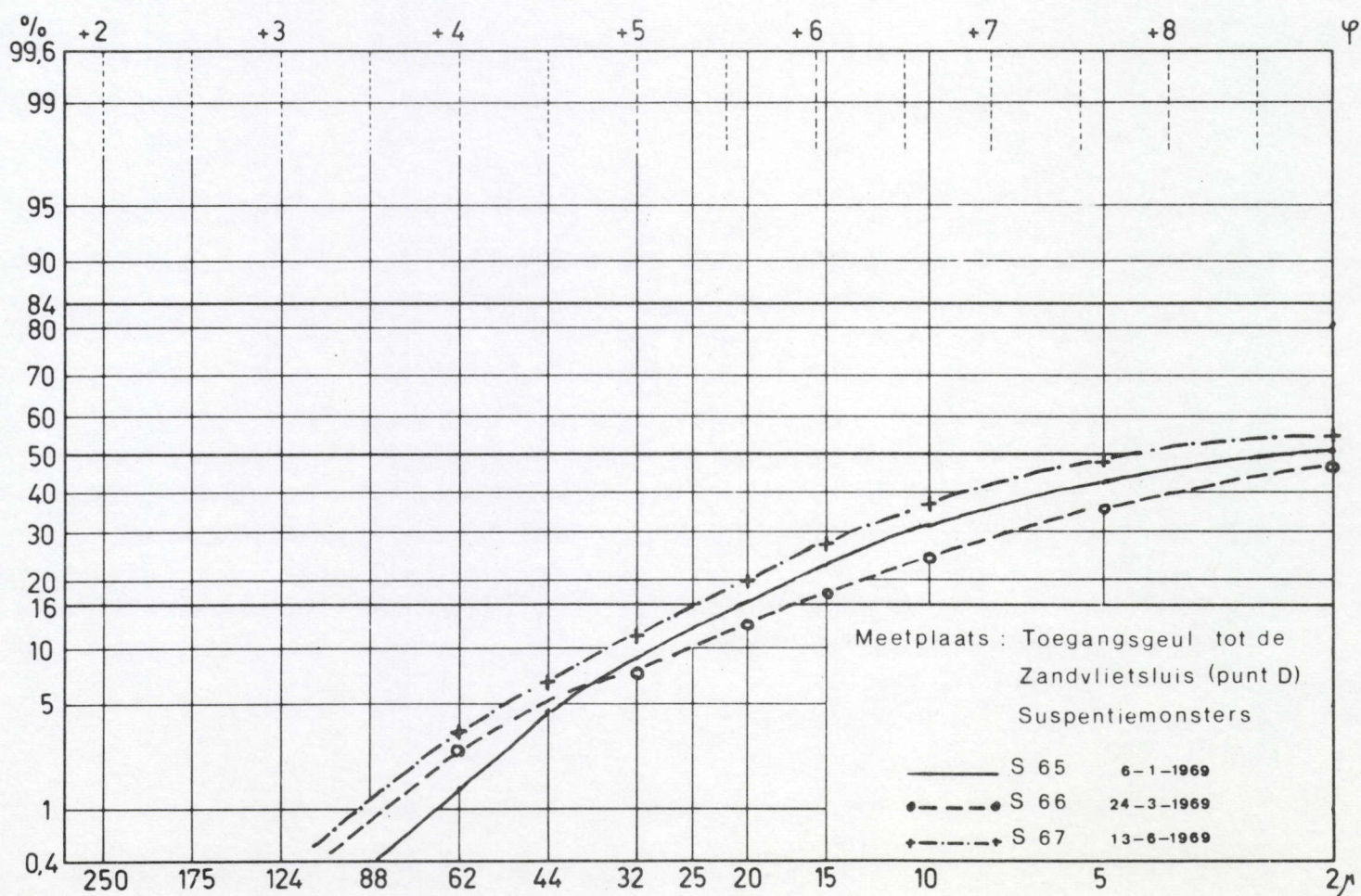
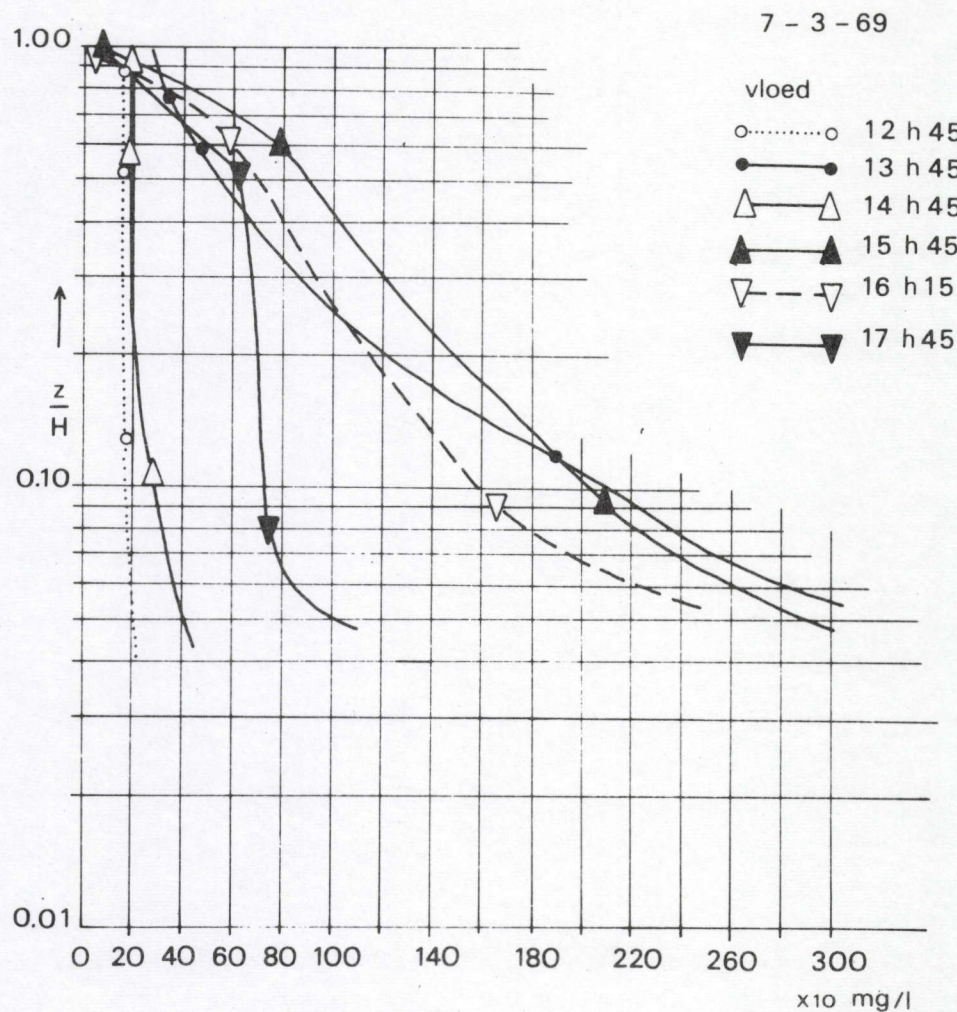


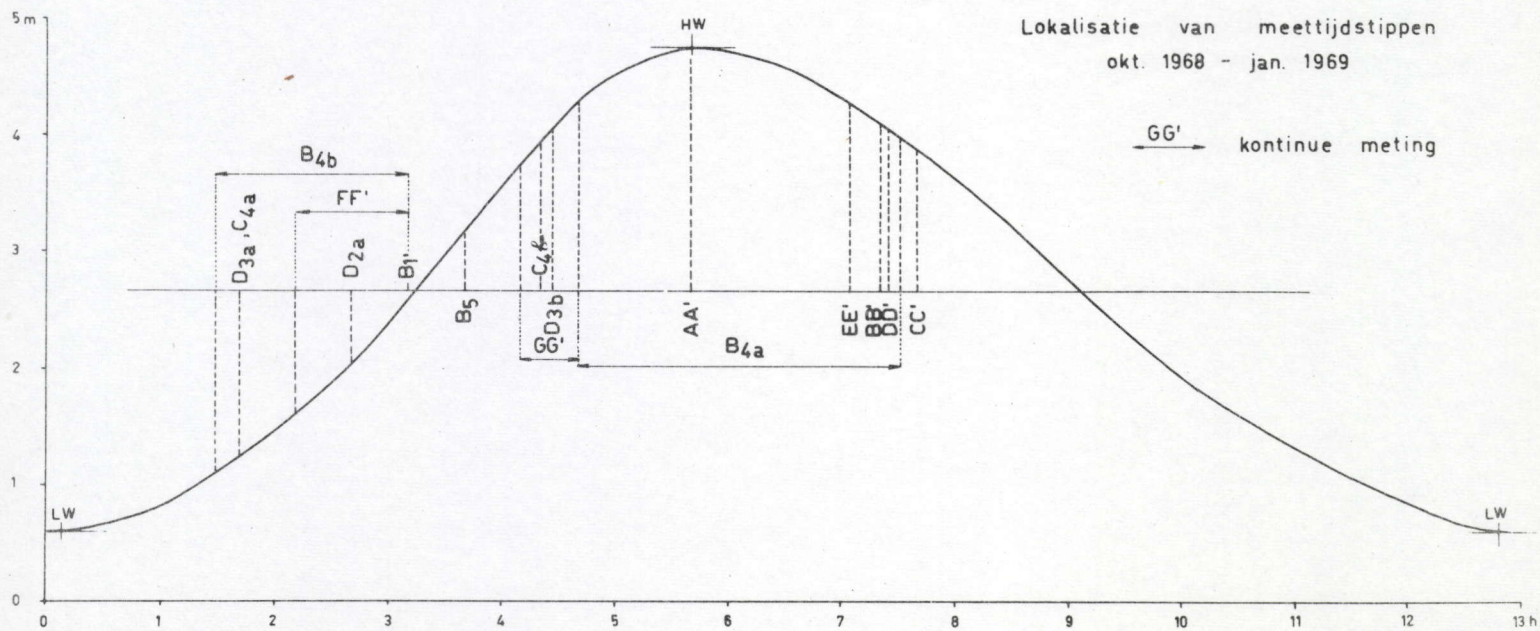
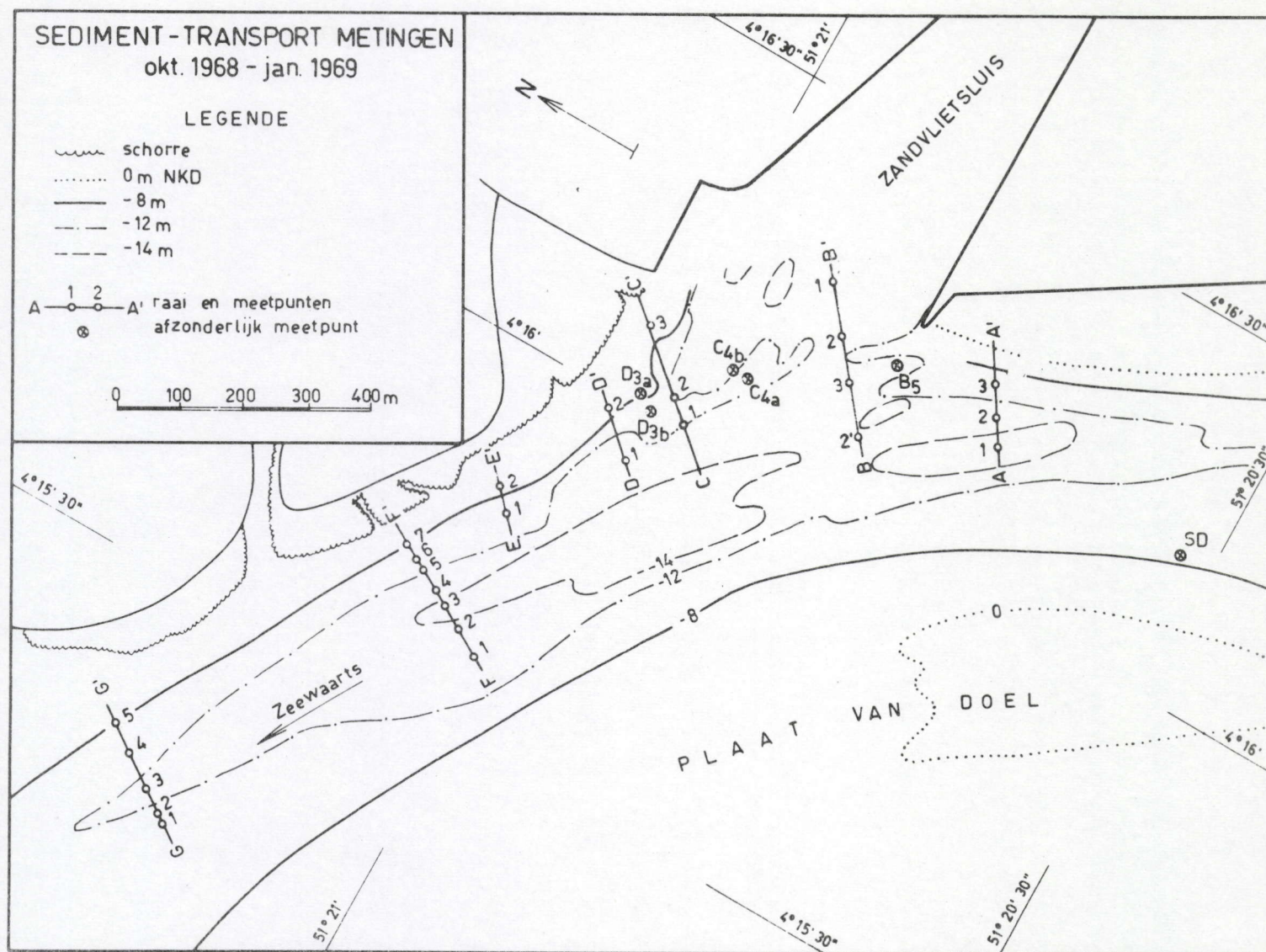


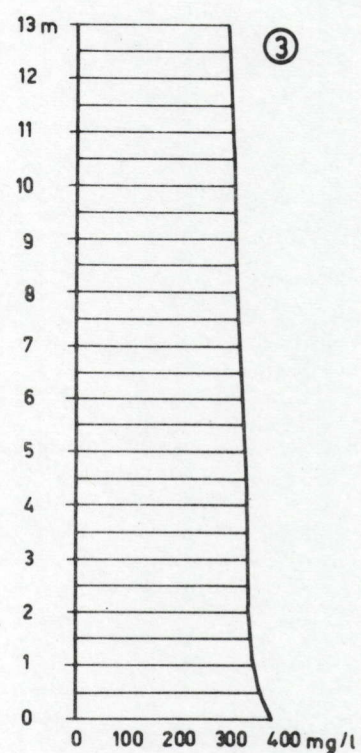
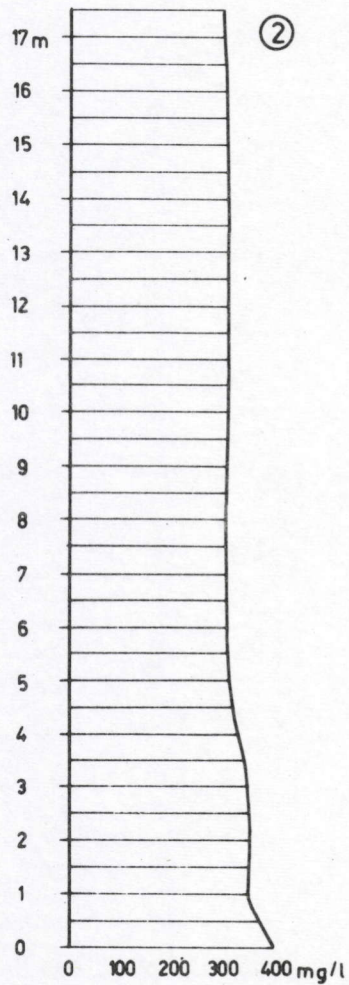
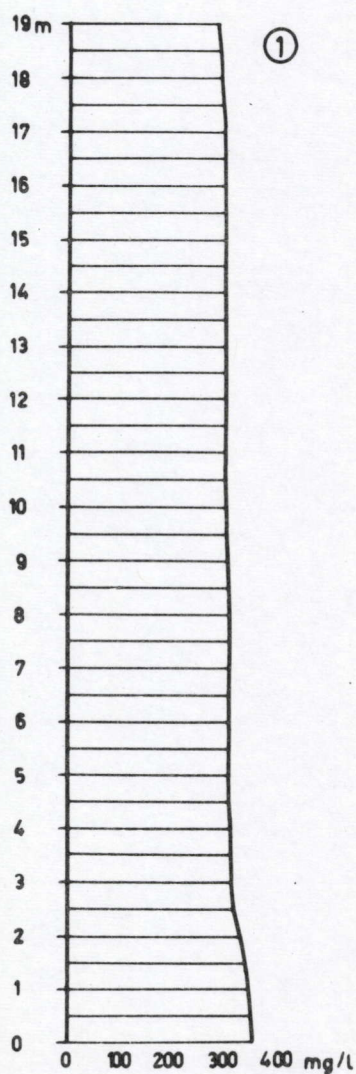
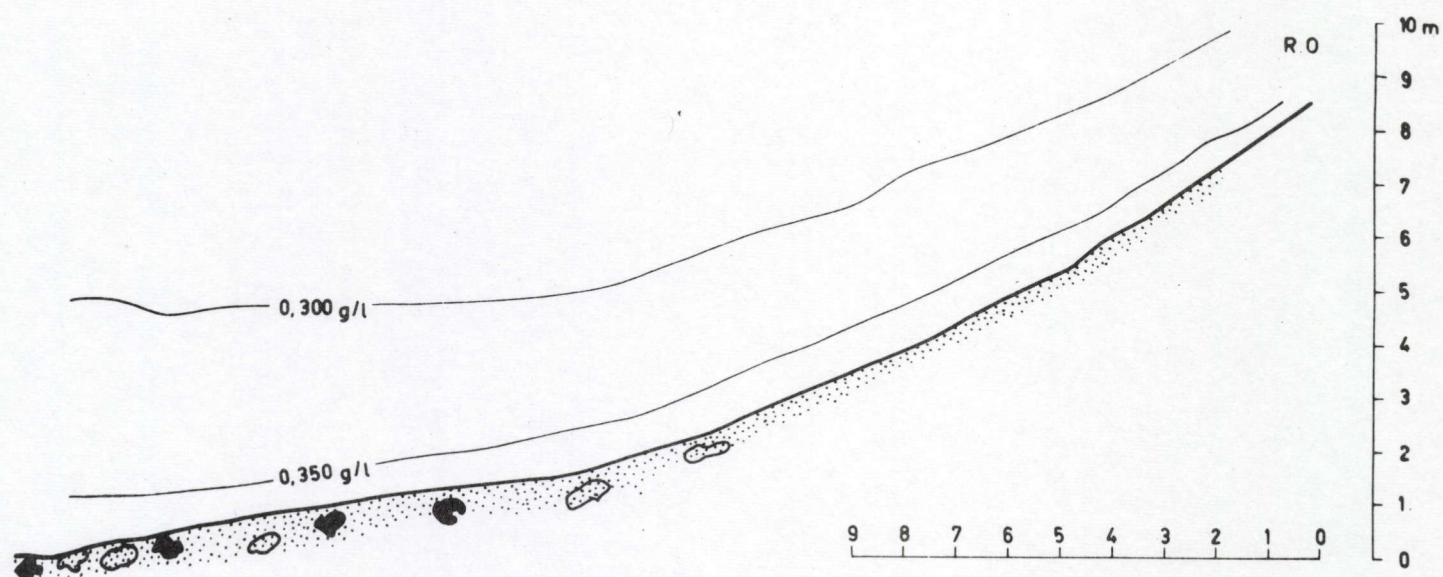






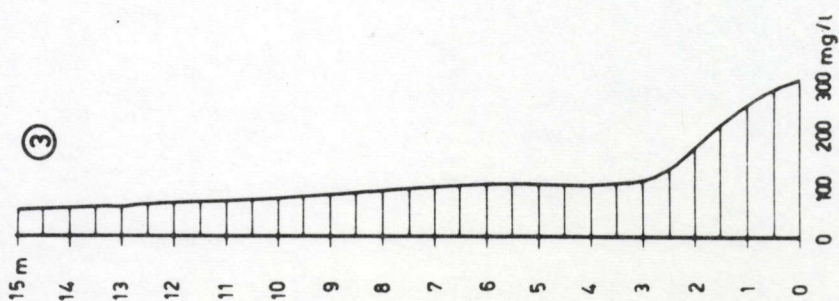
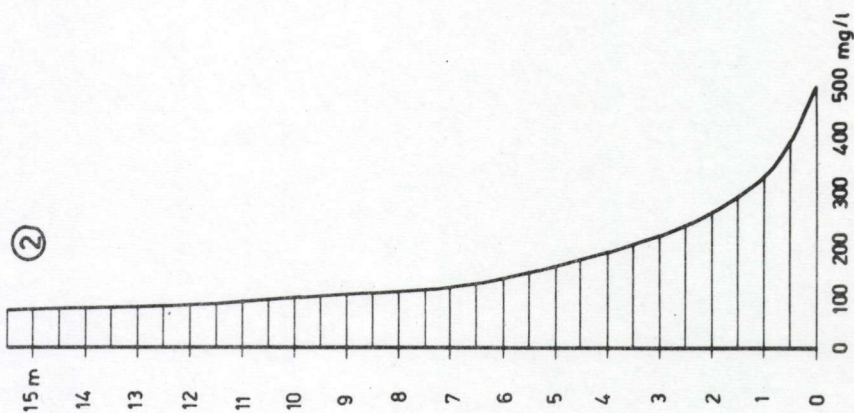
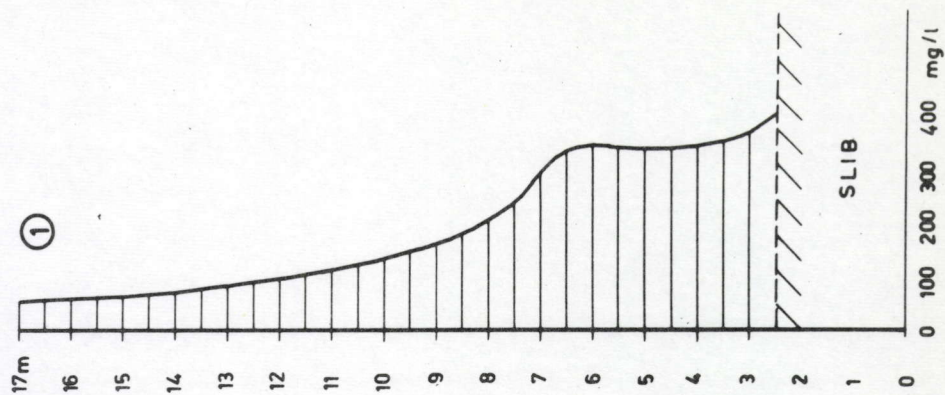
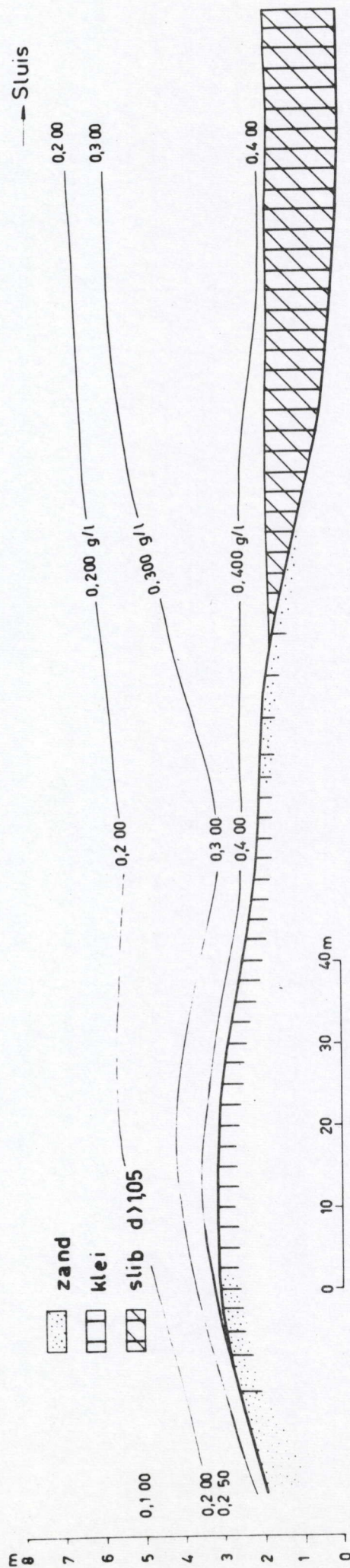


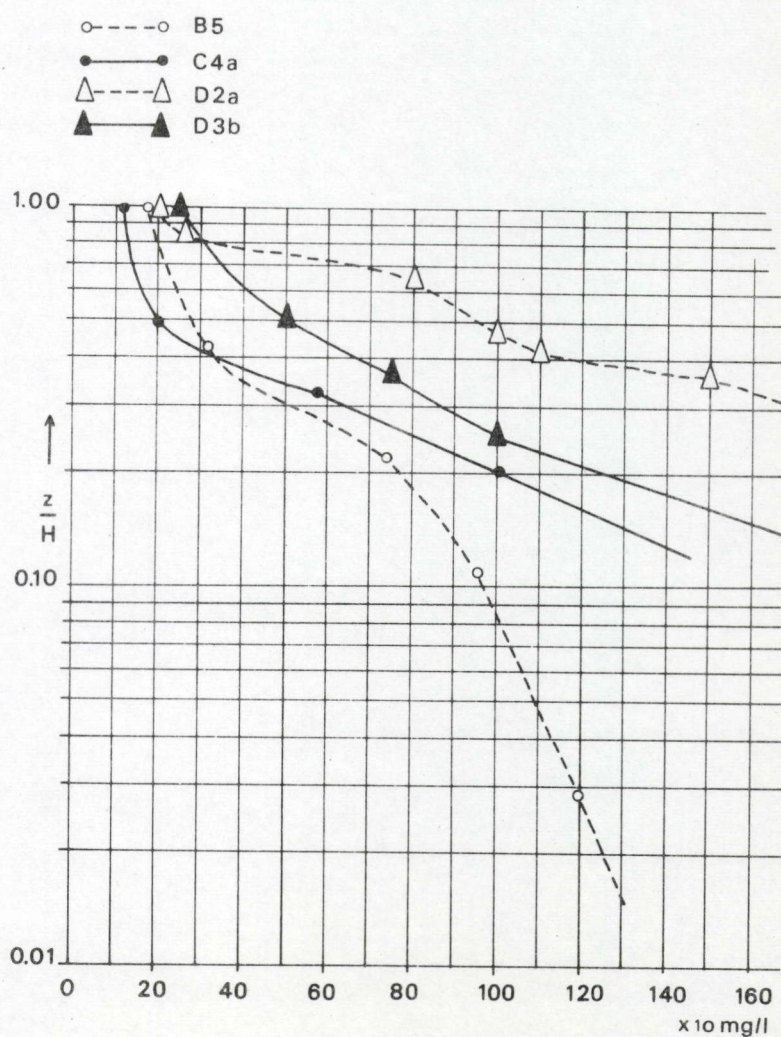
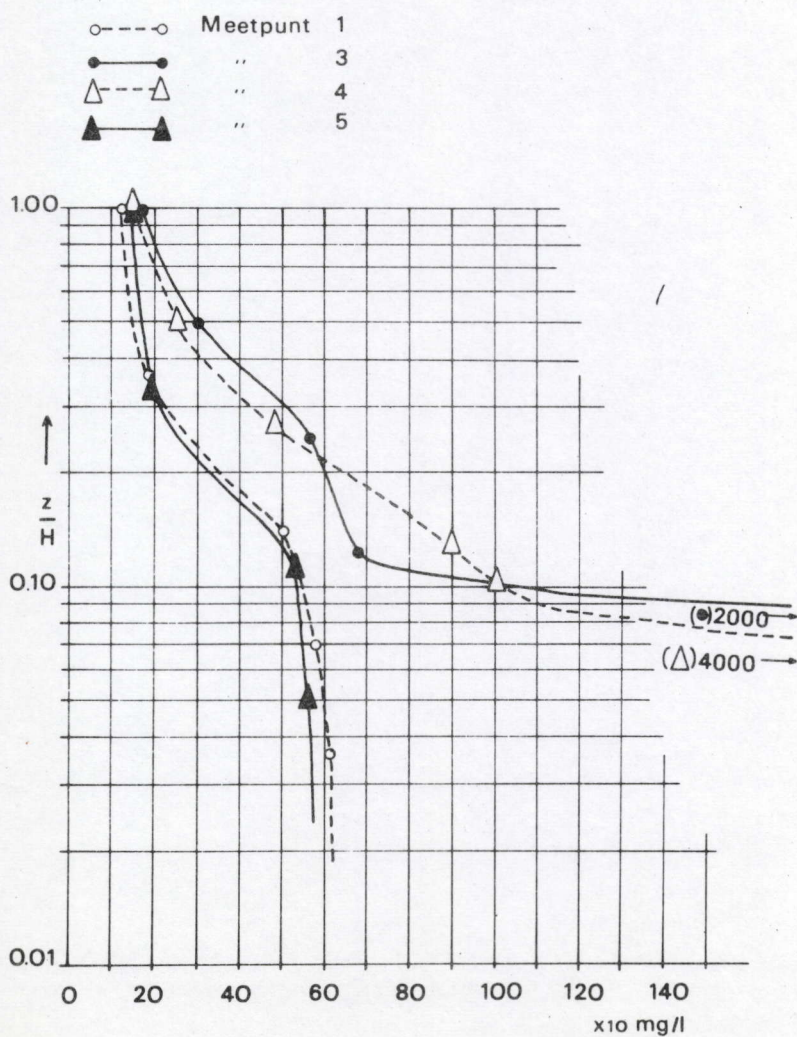
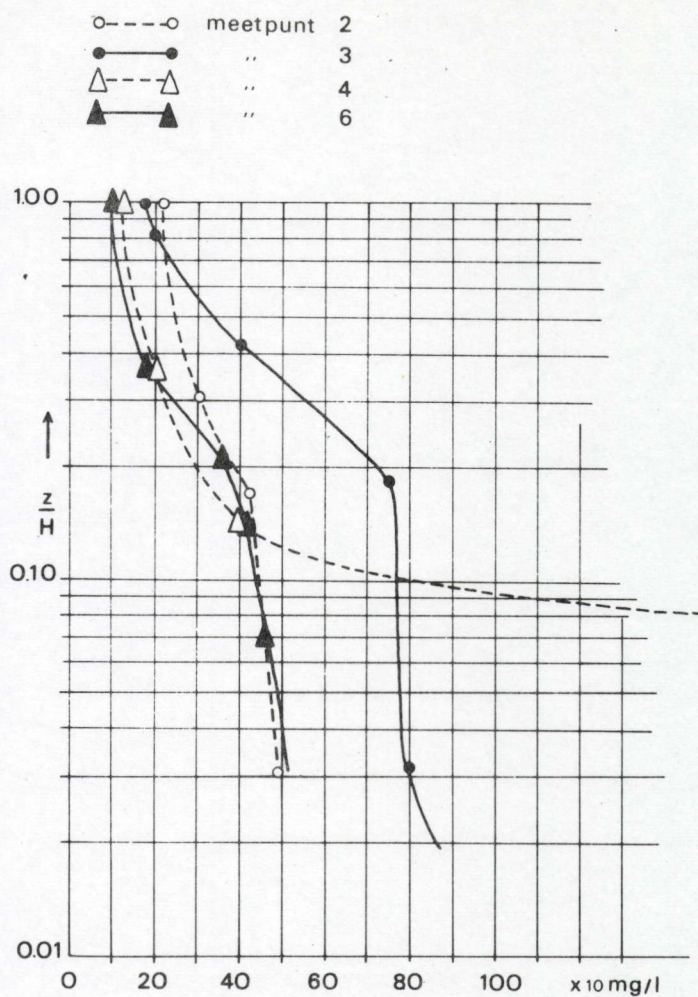
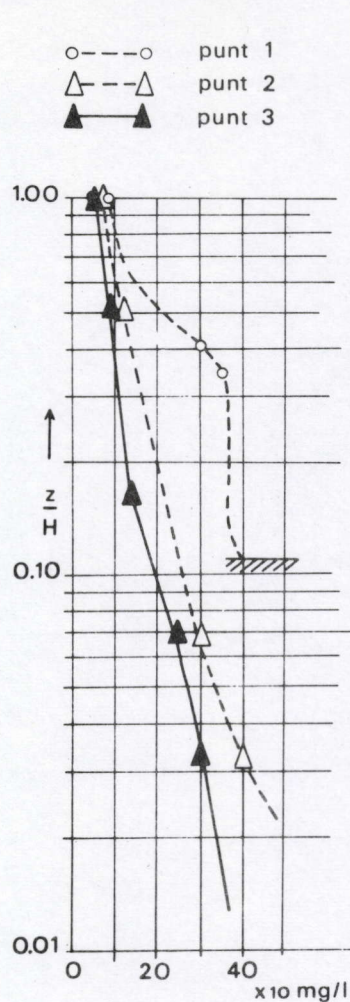


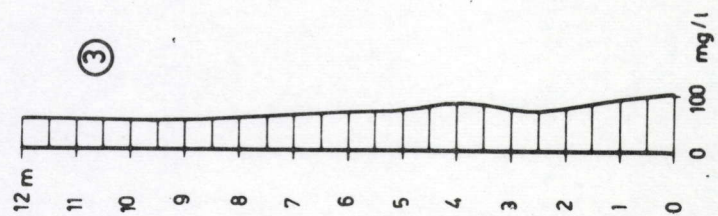
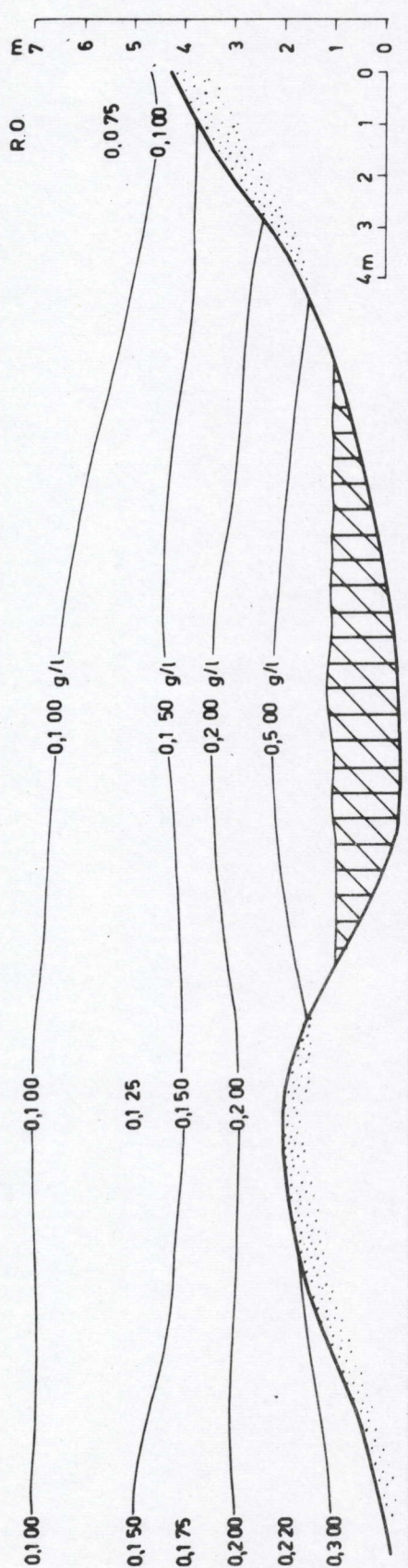


— Legende —

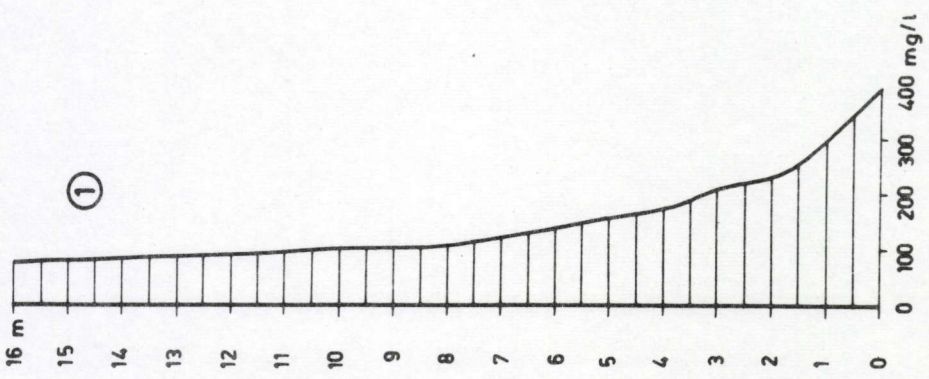
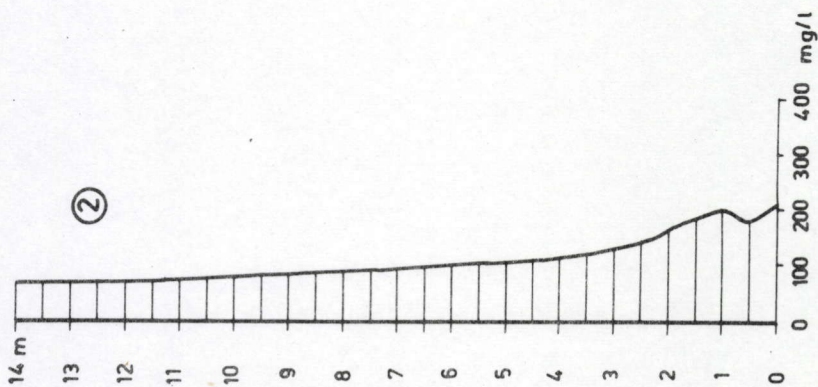
-  zand
-  zandsteen
-  keien

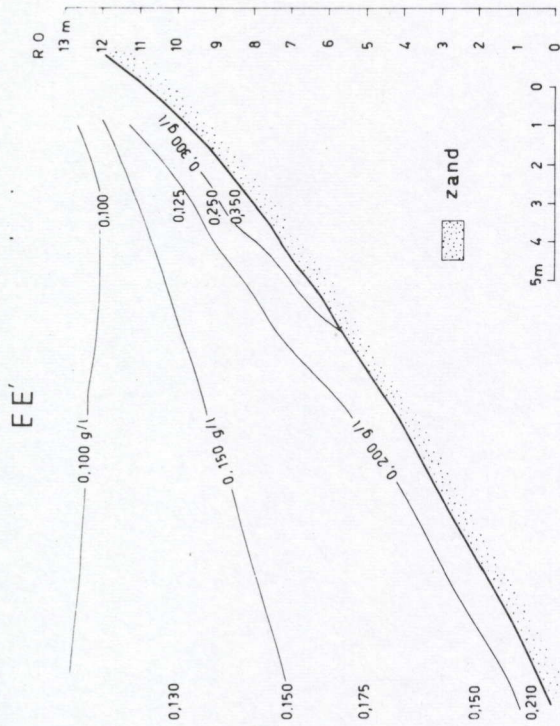


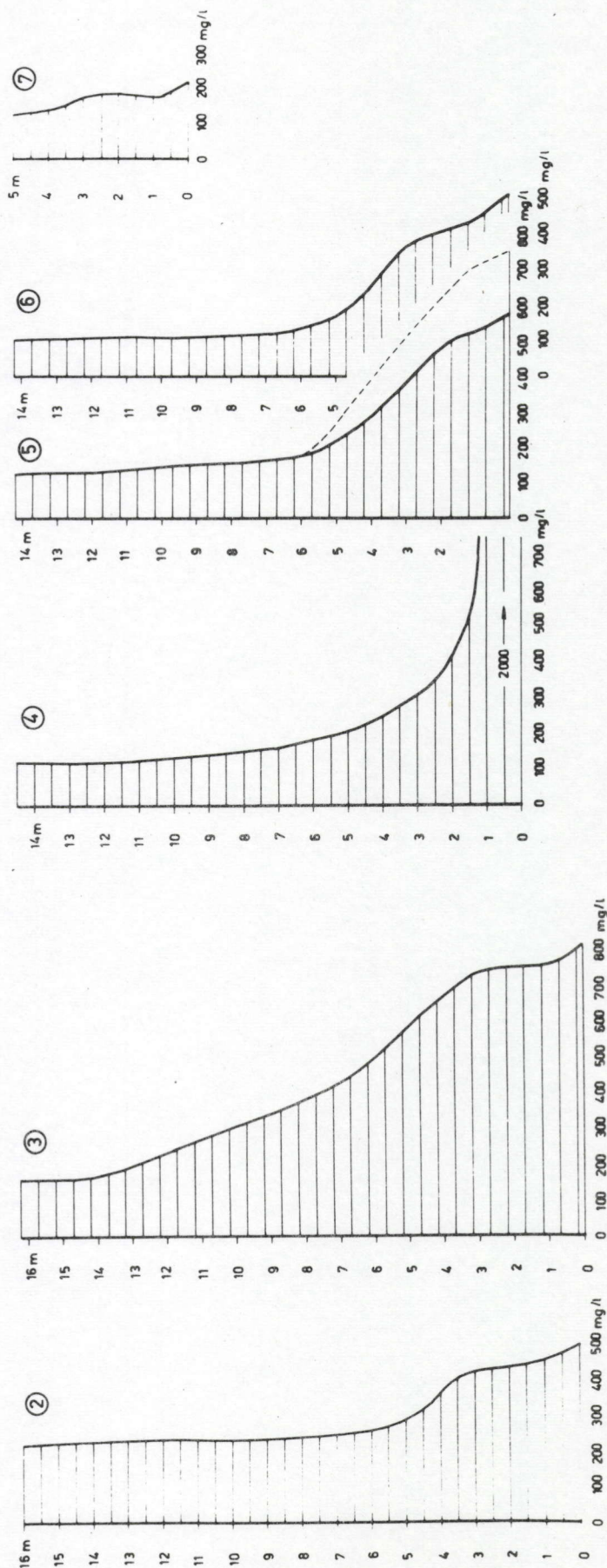
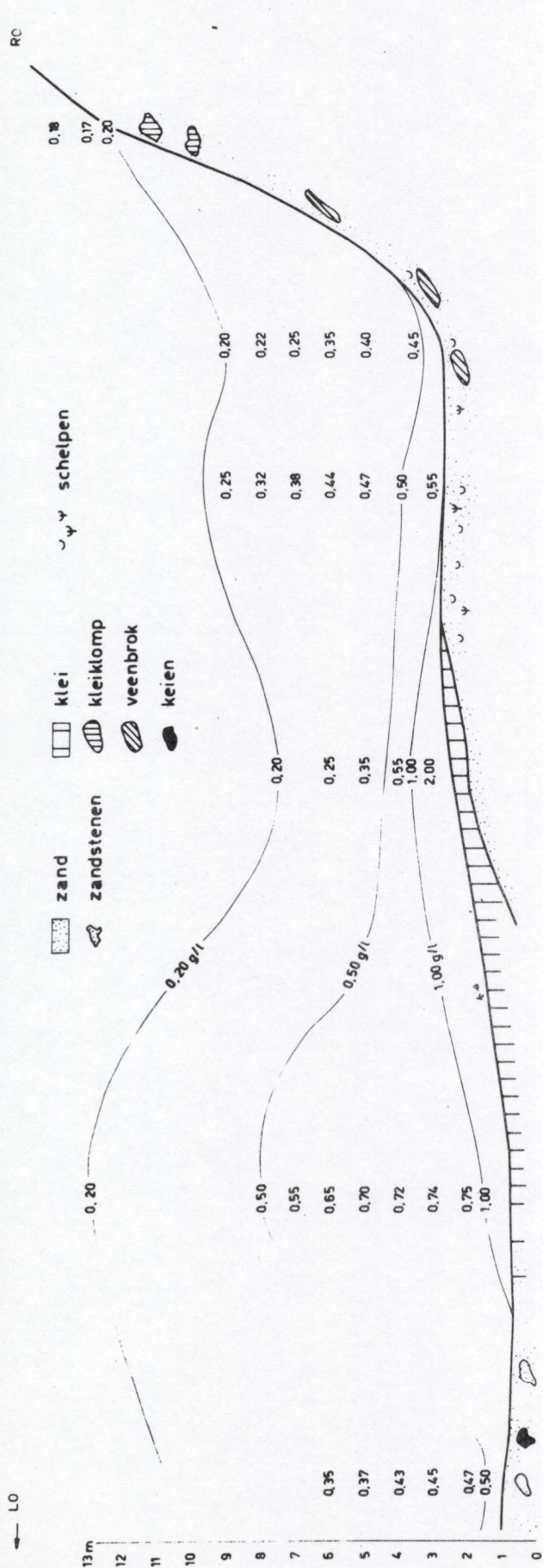


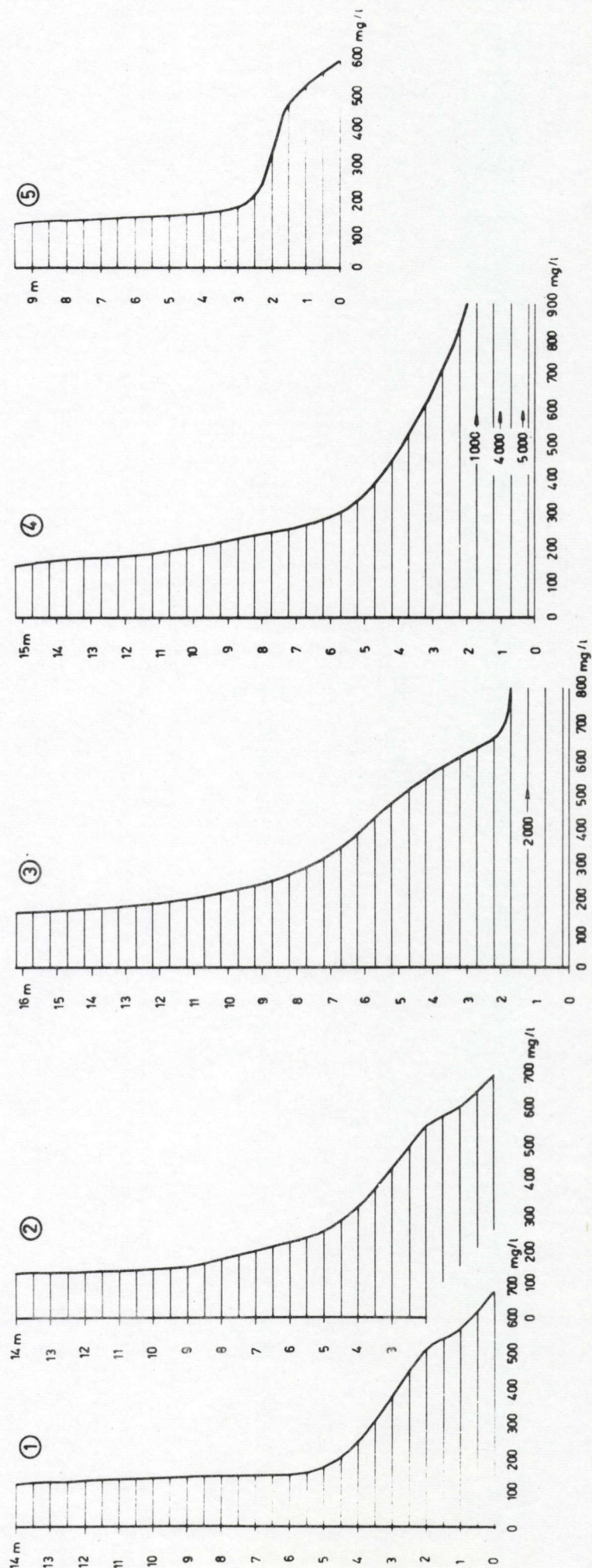
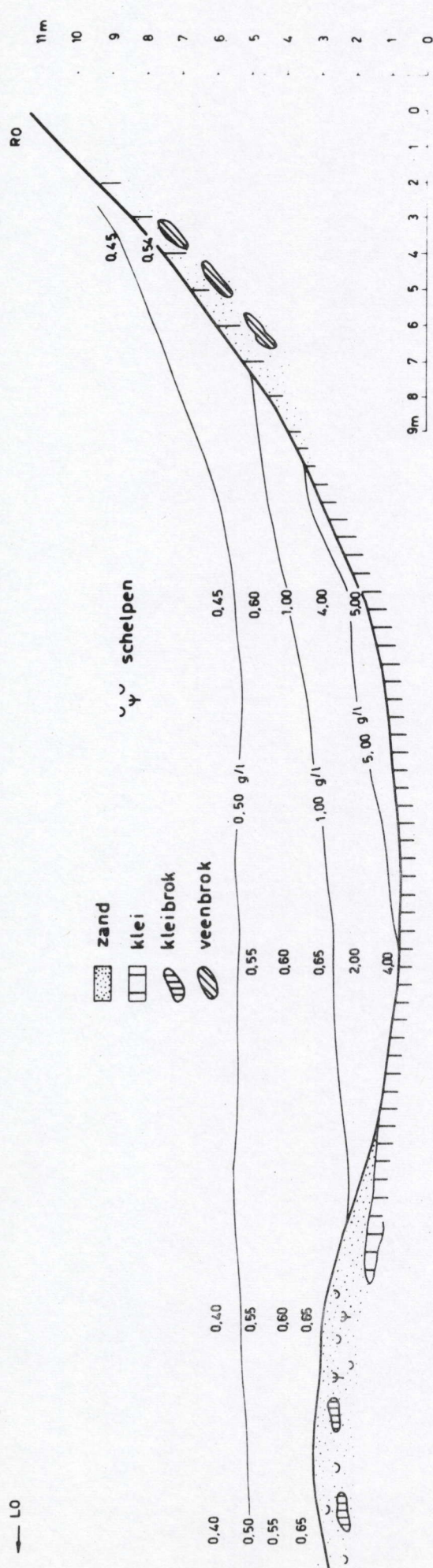


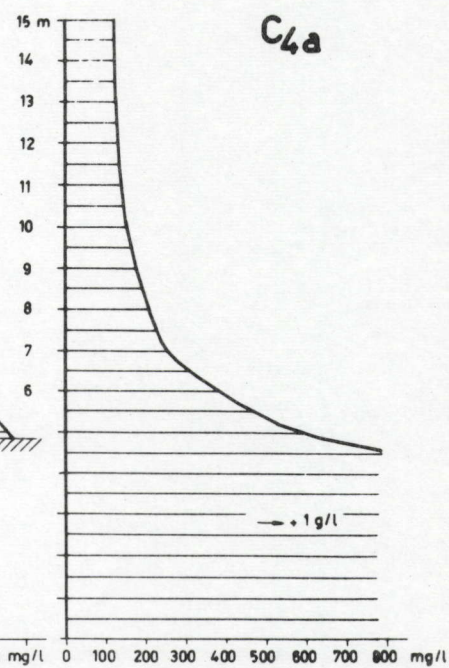
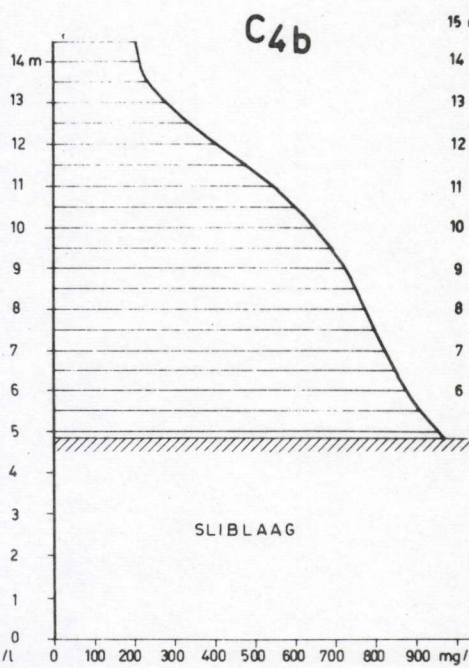
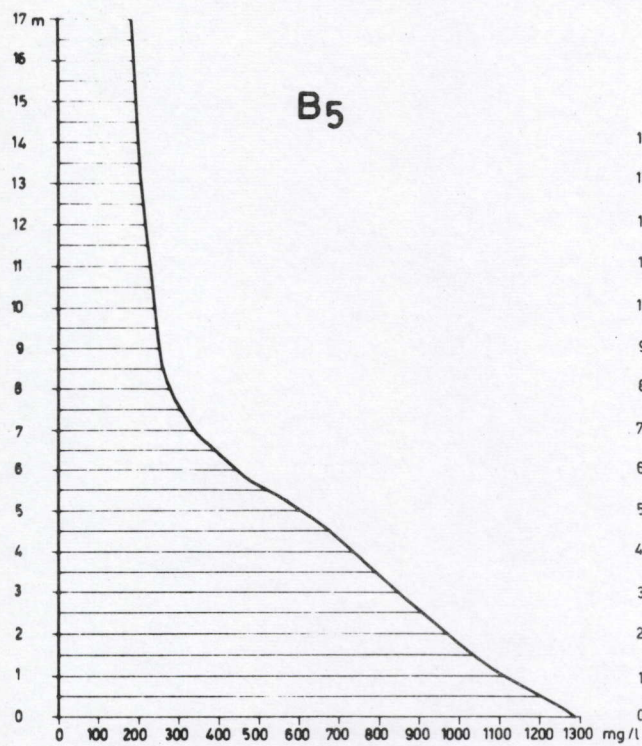
— Legende —
 zand
 slib (d > 105)



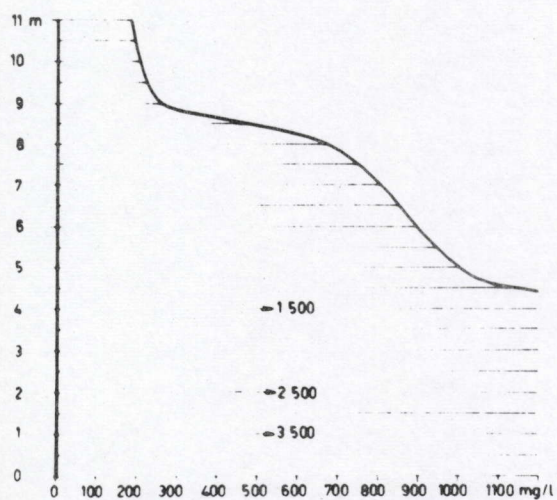




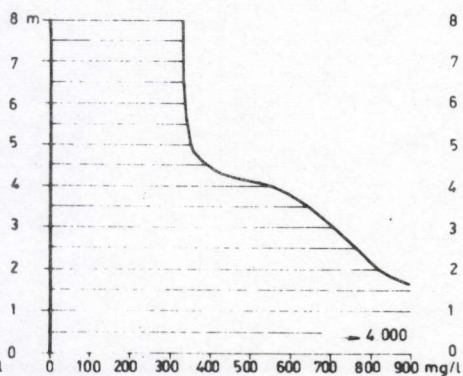




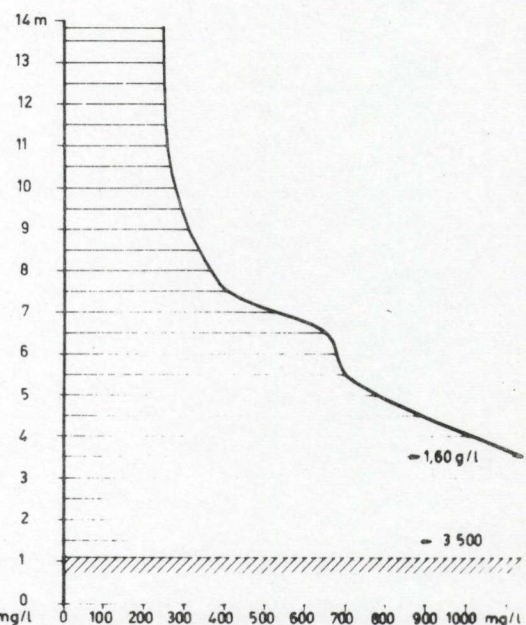
D_{2a}

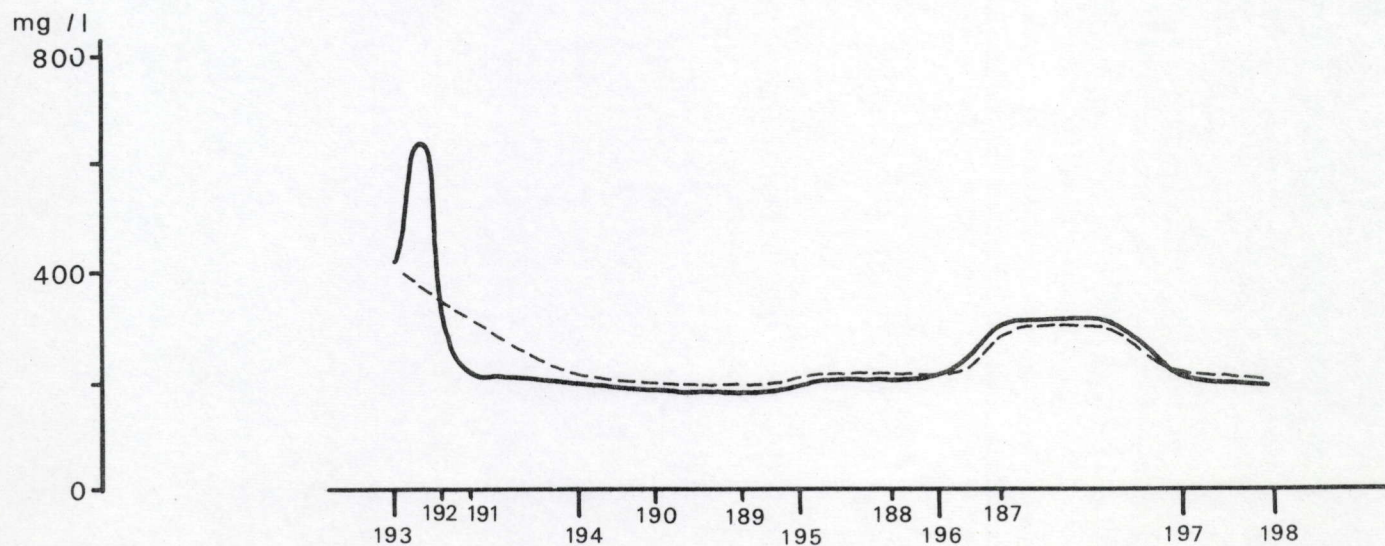
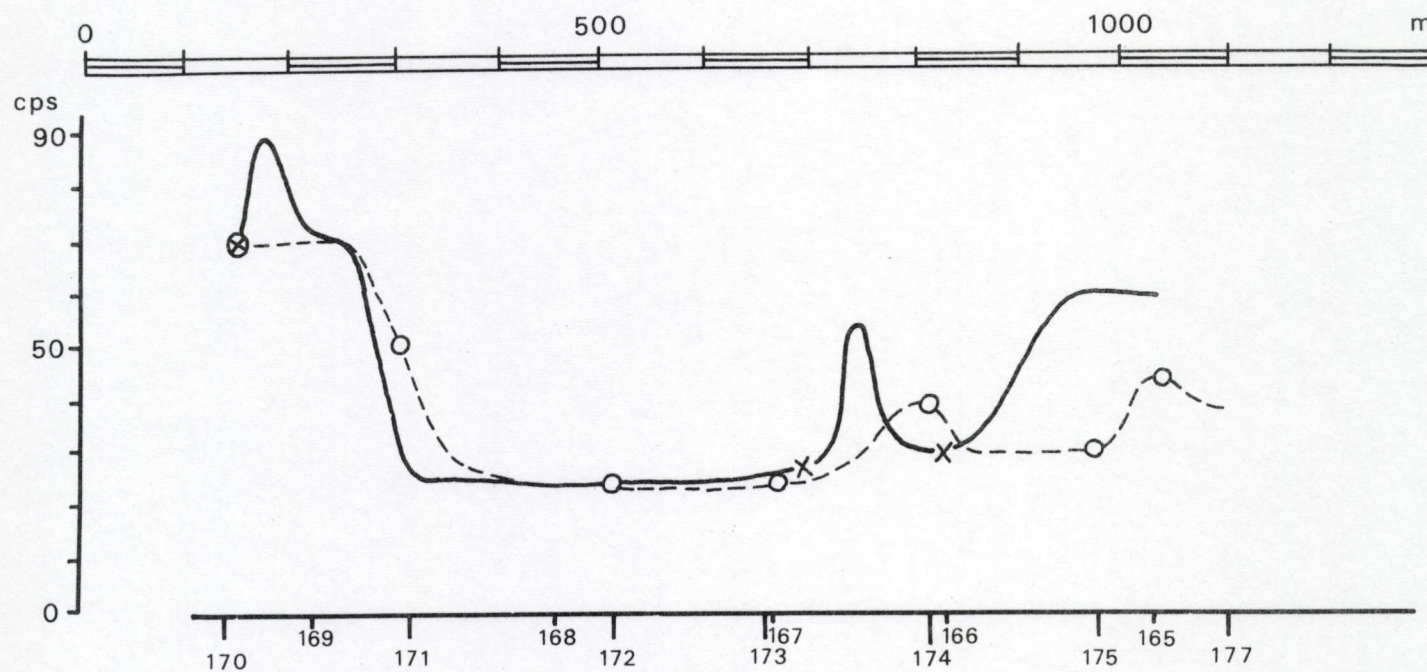
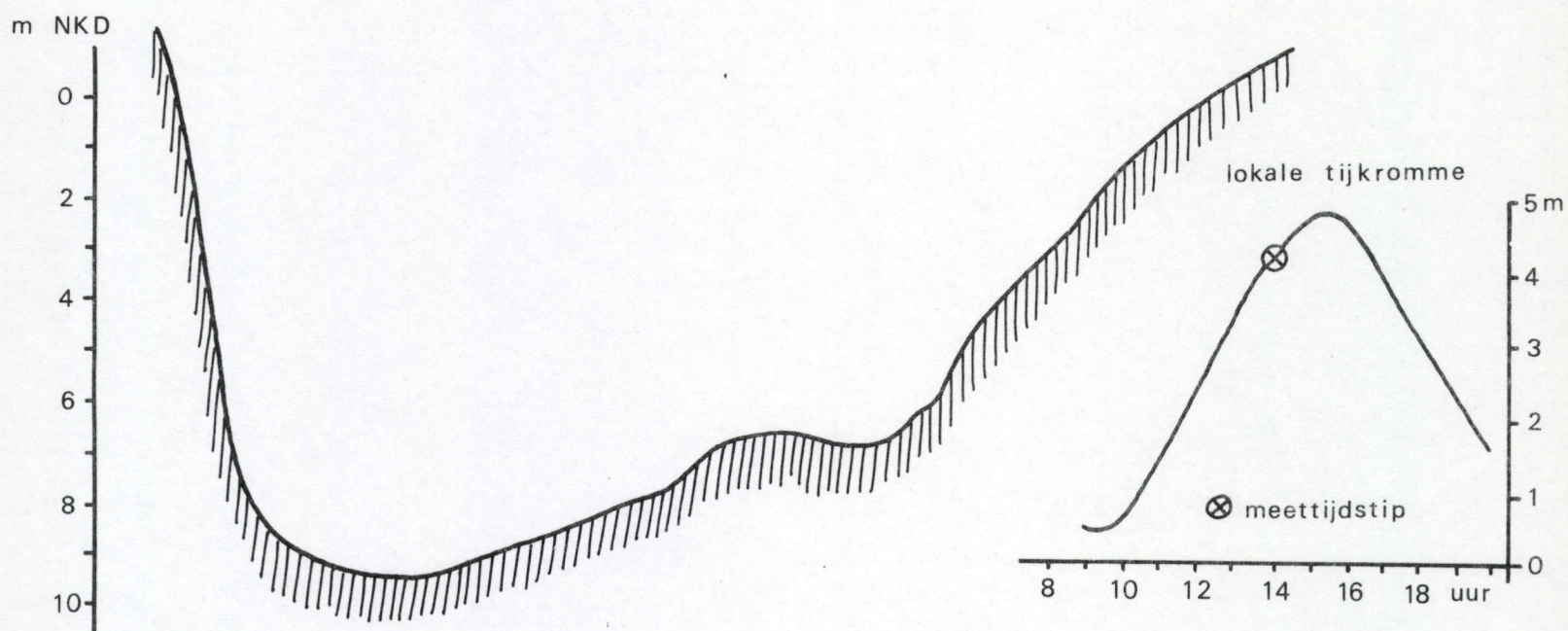


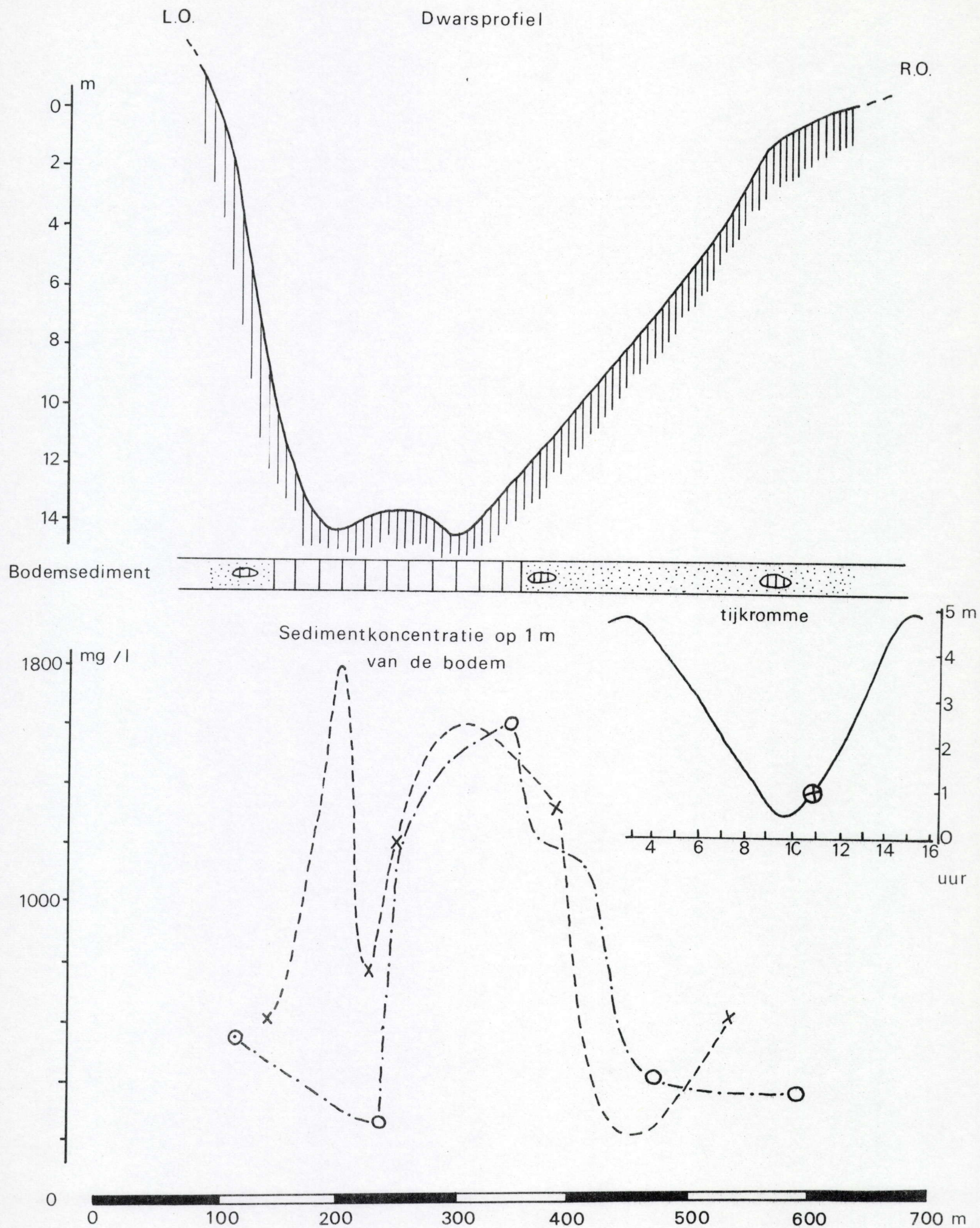
D_{3a}

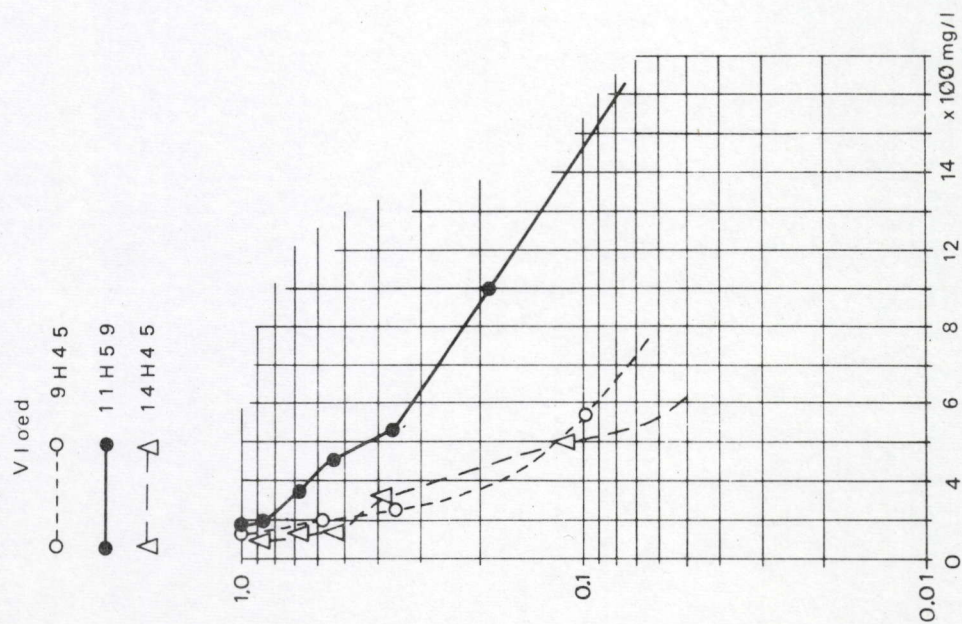
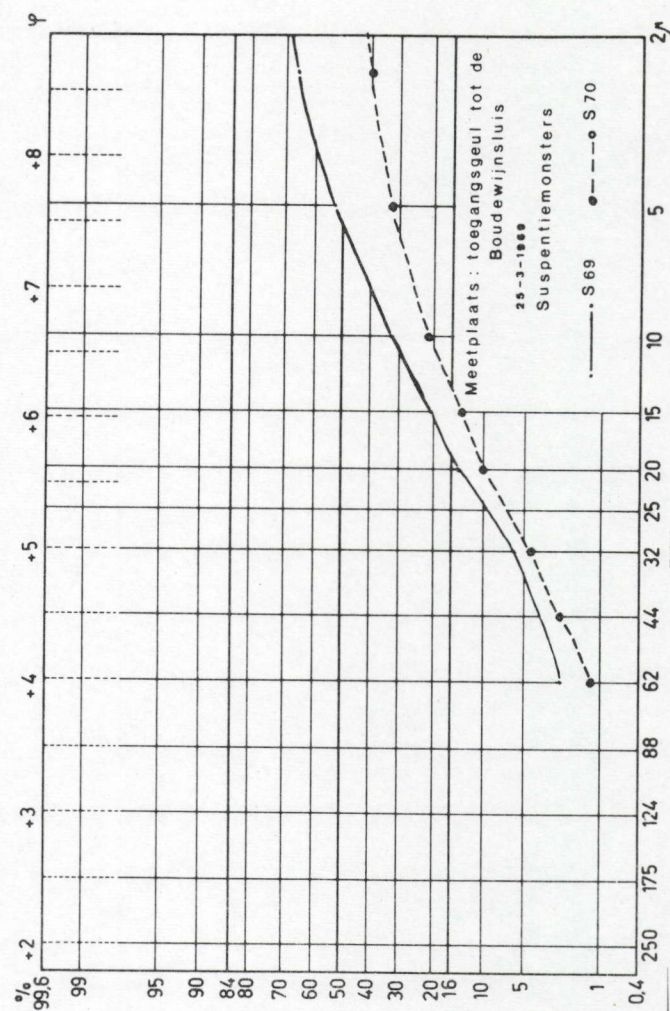
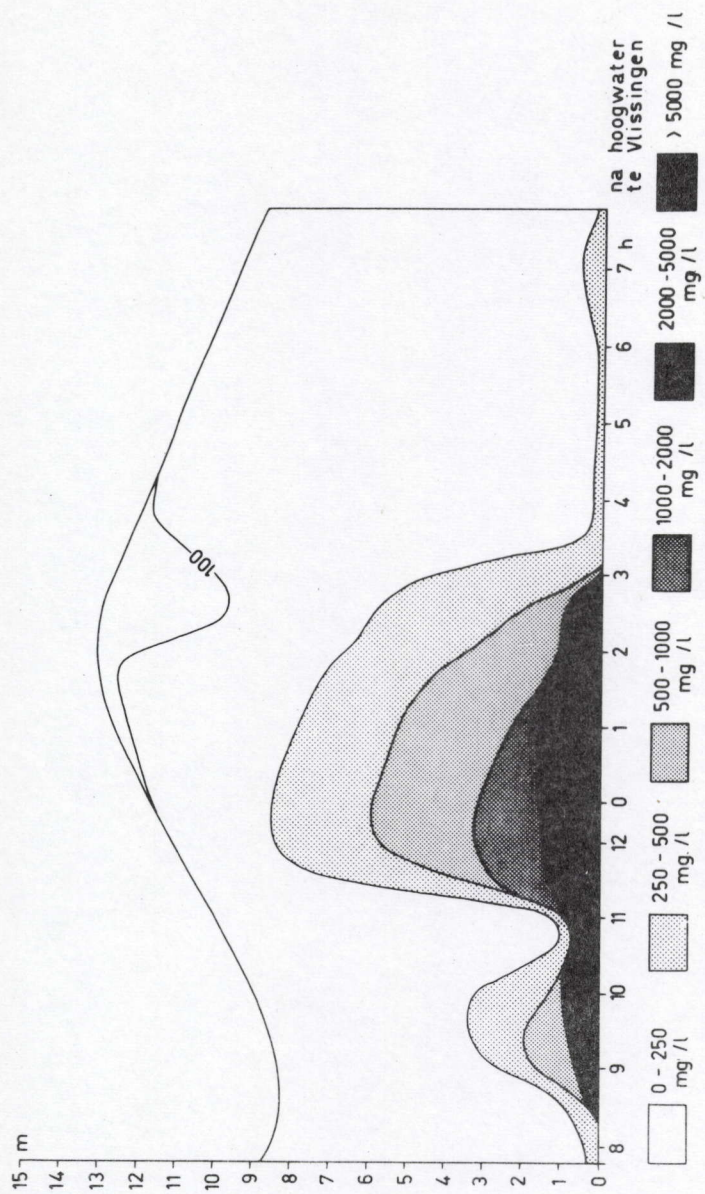


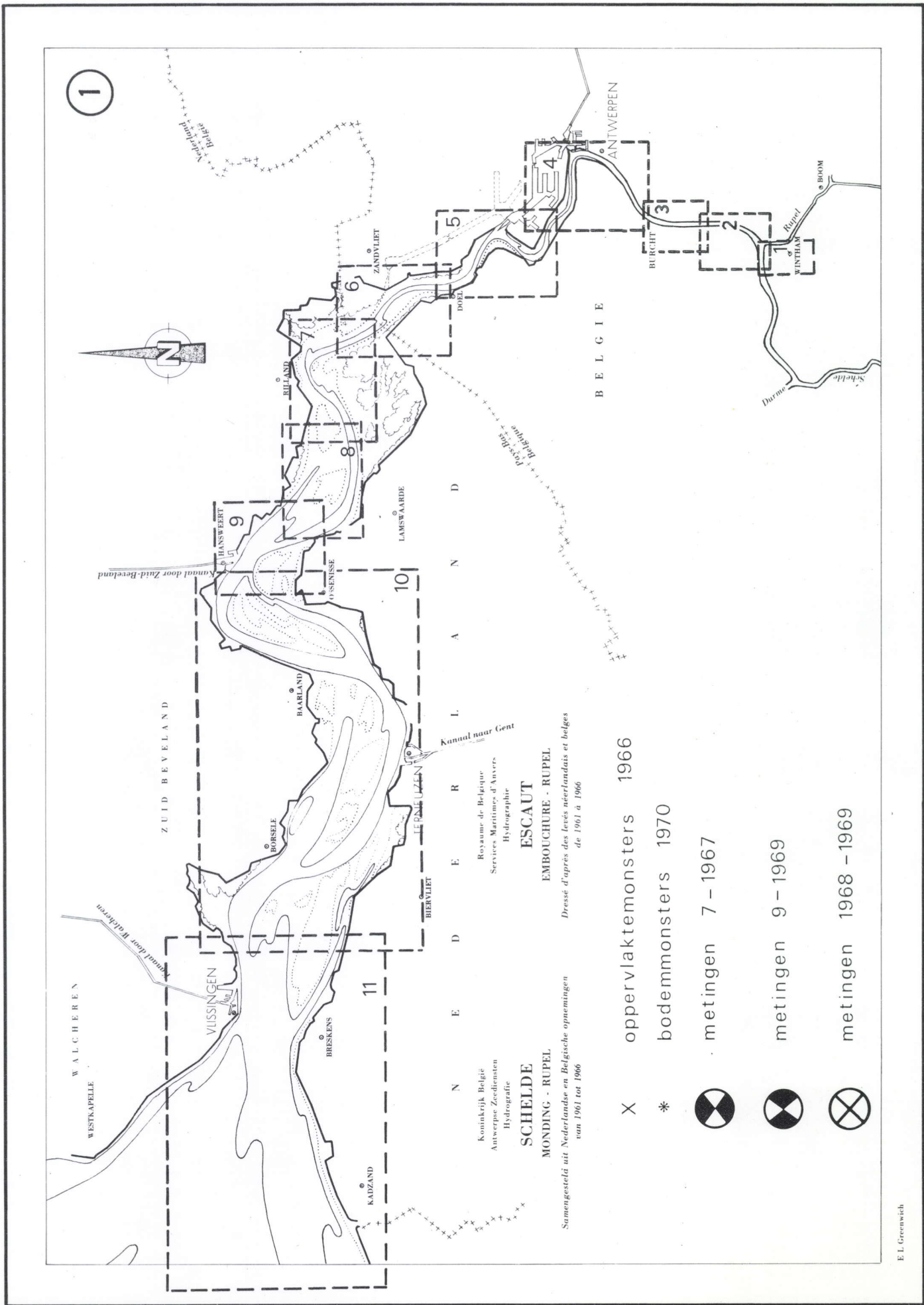
D_{3b}

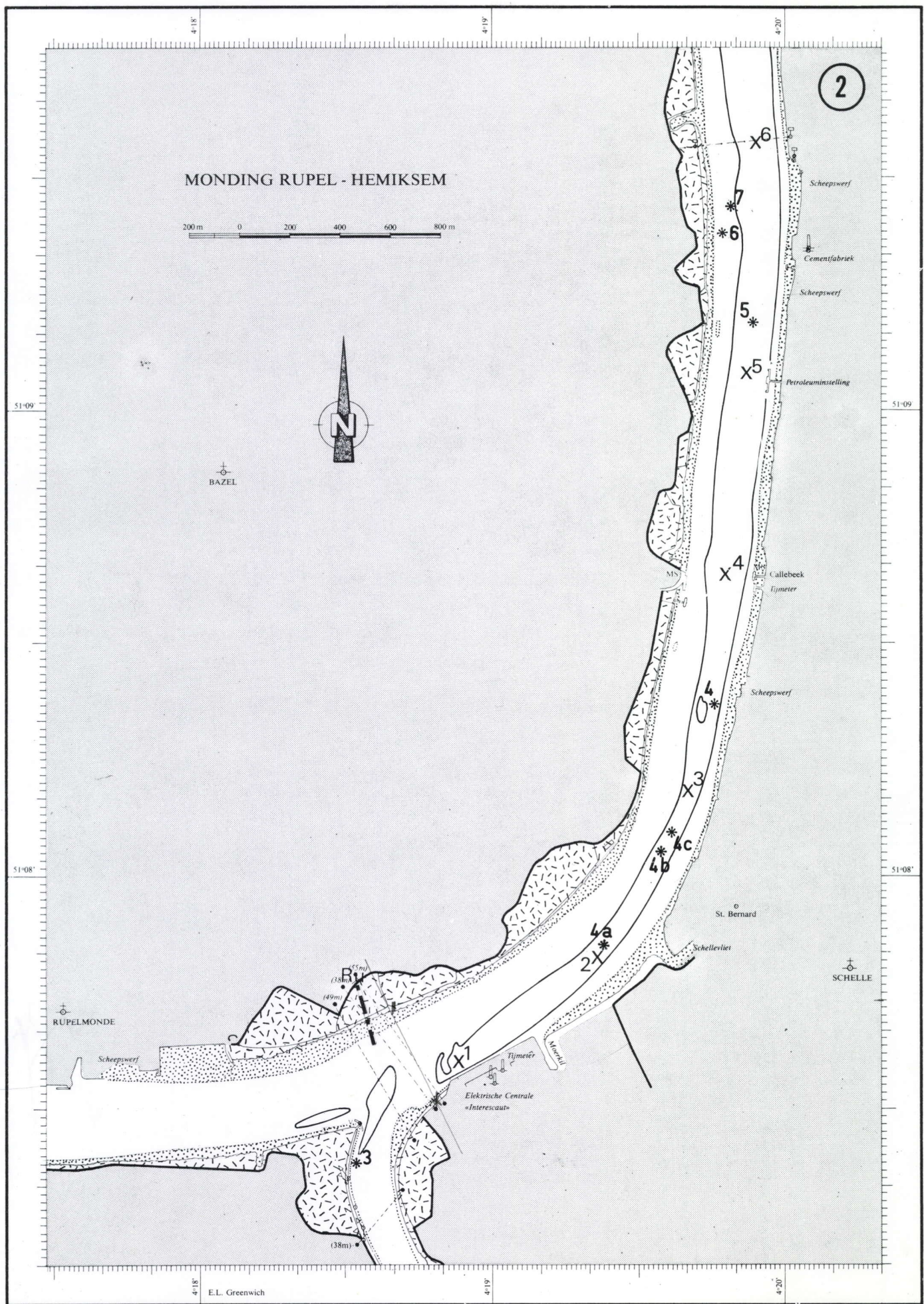


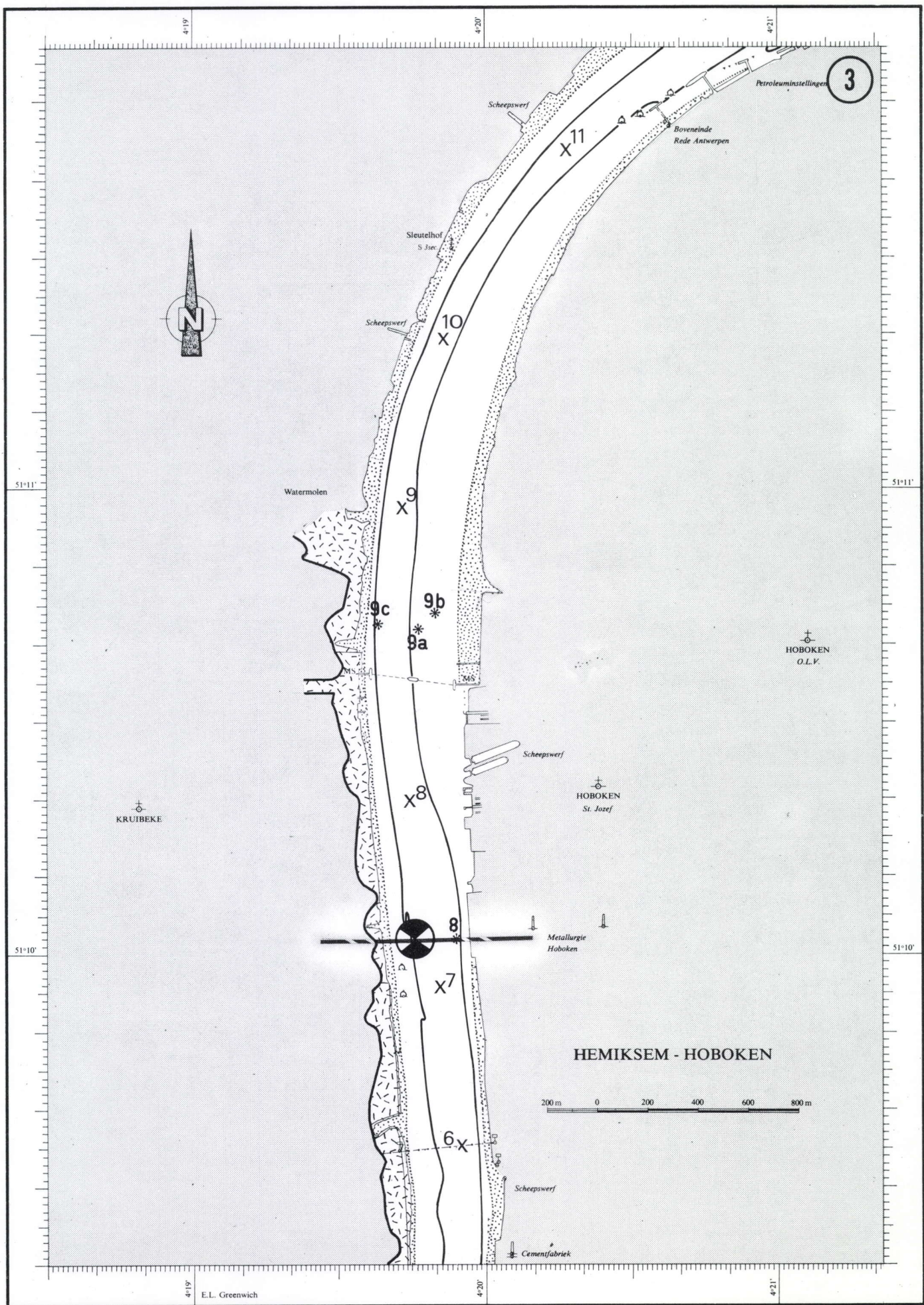


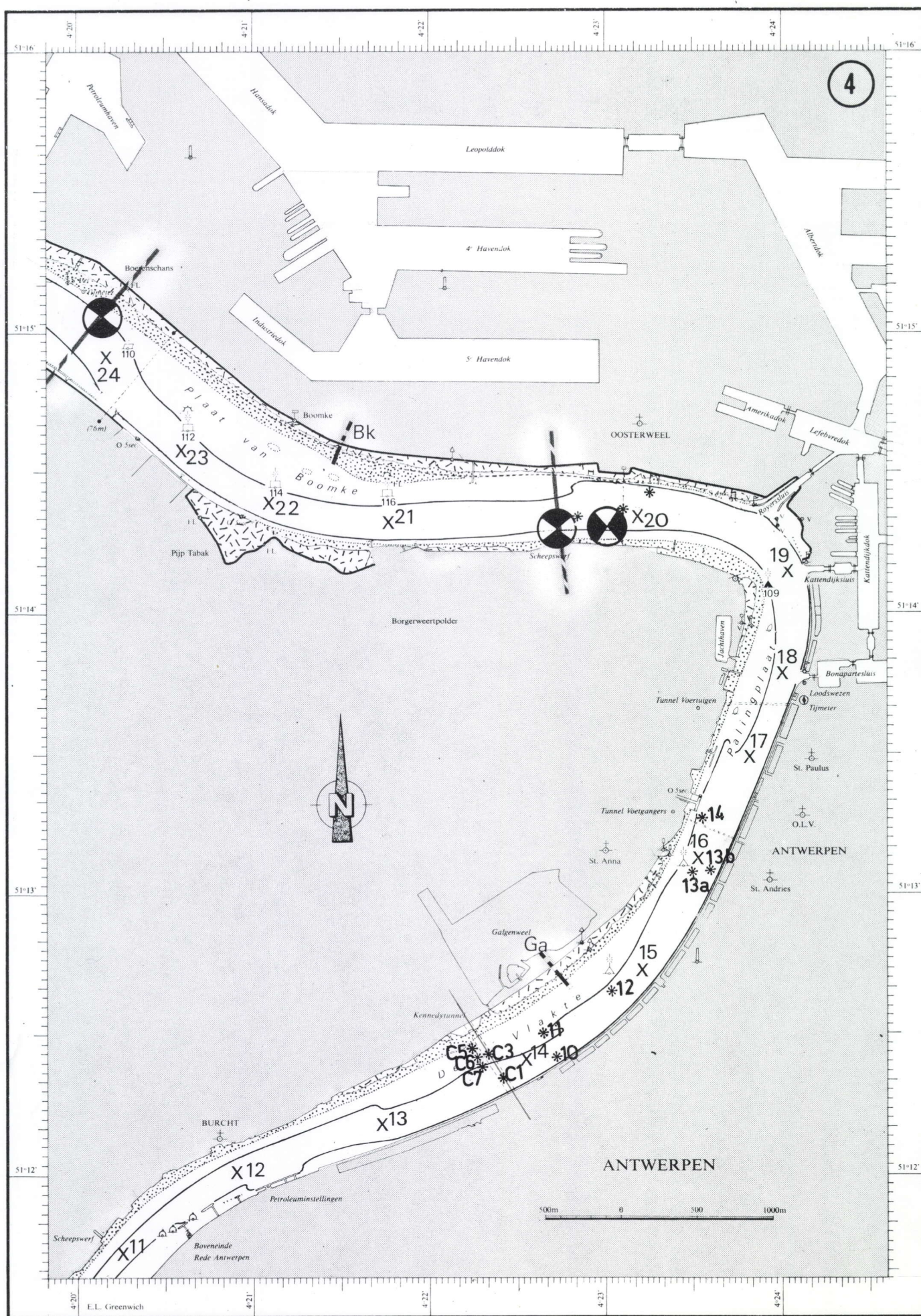


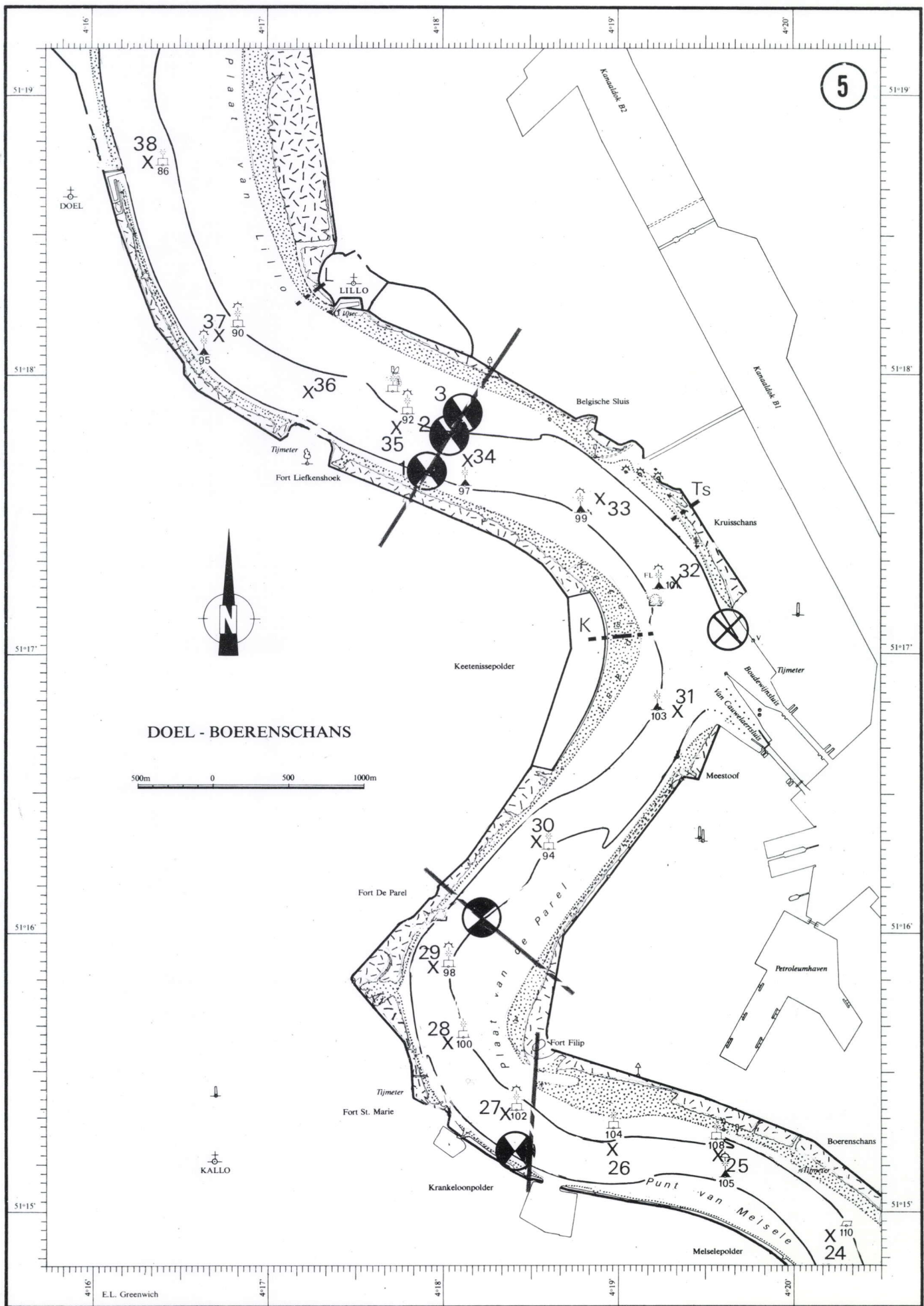


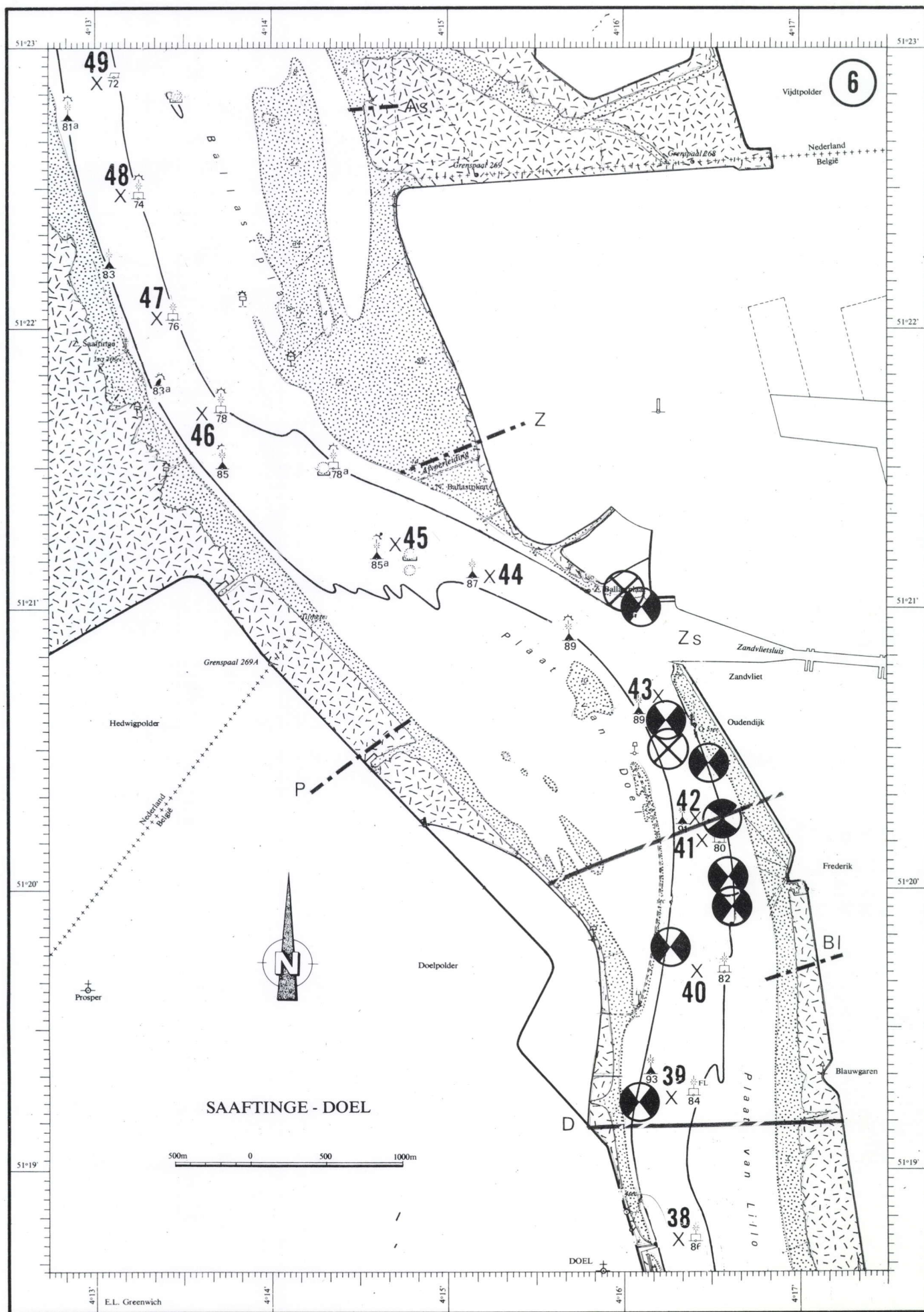


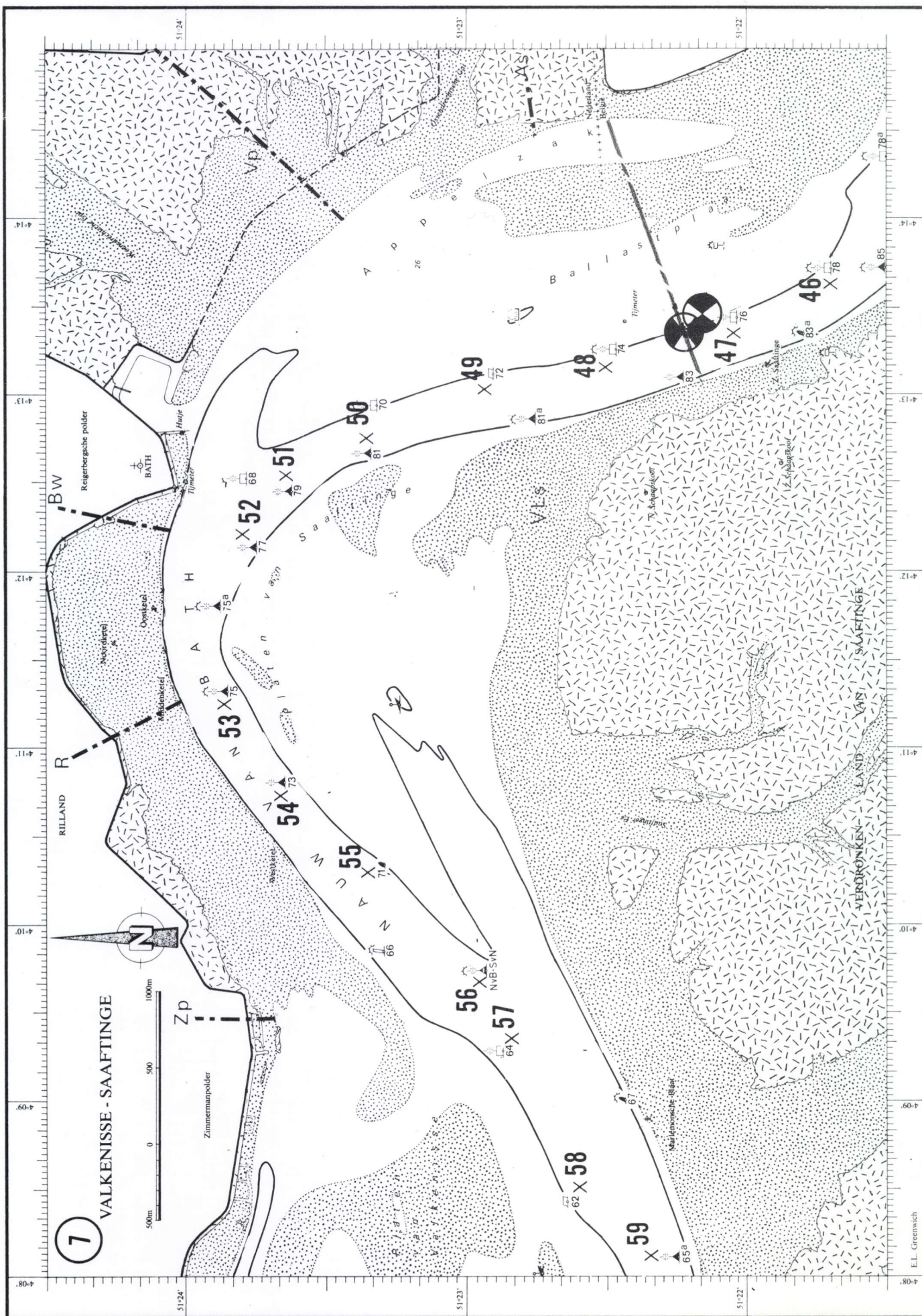


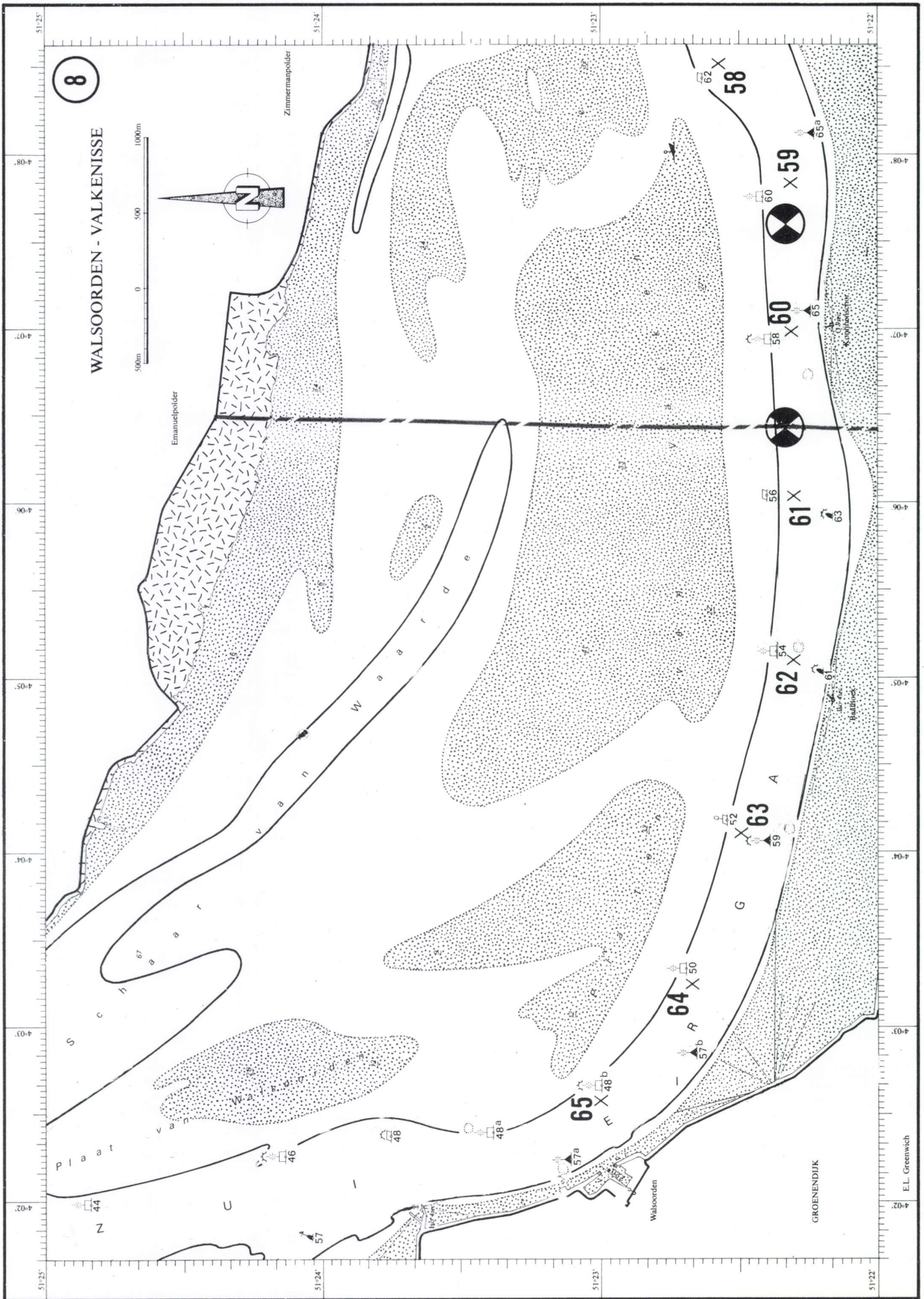


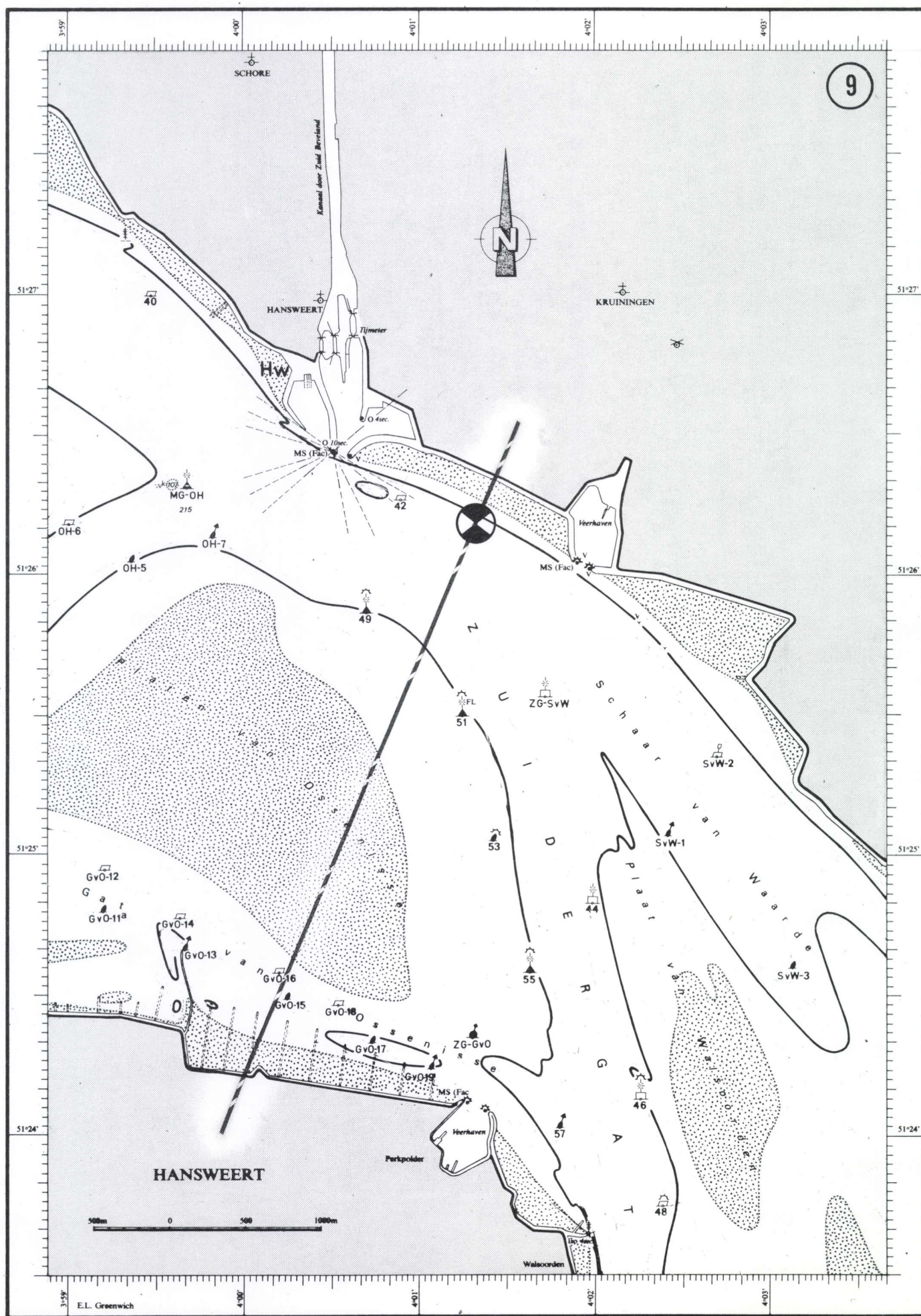


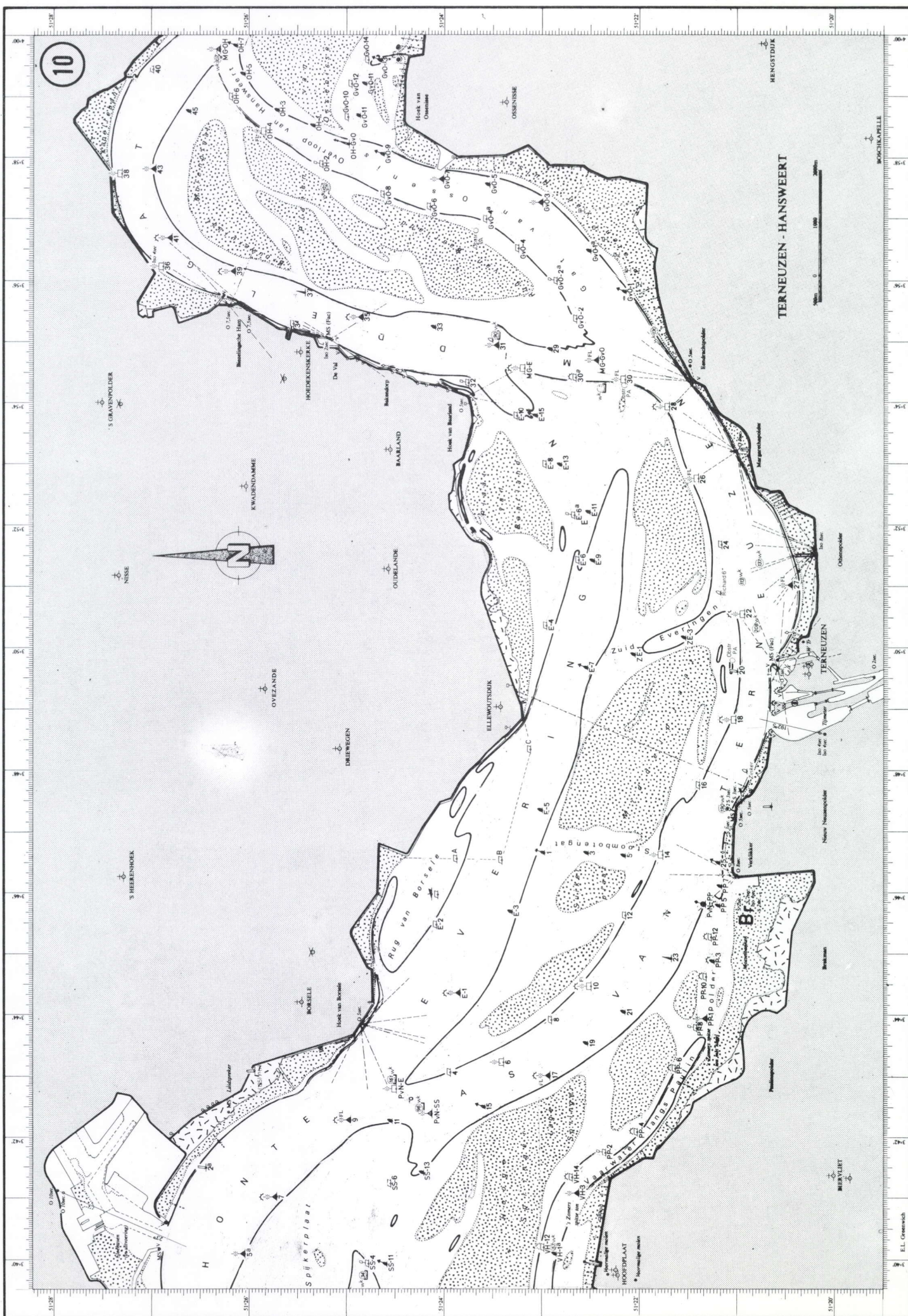


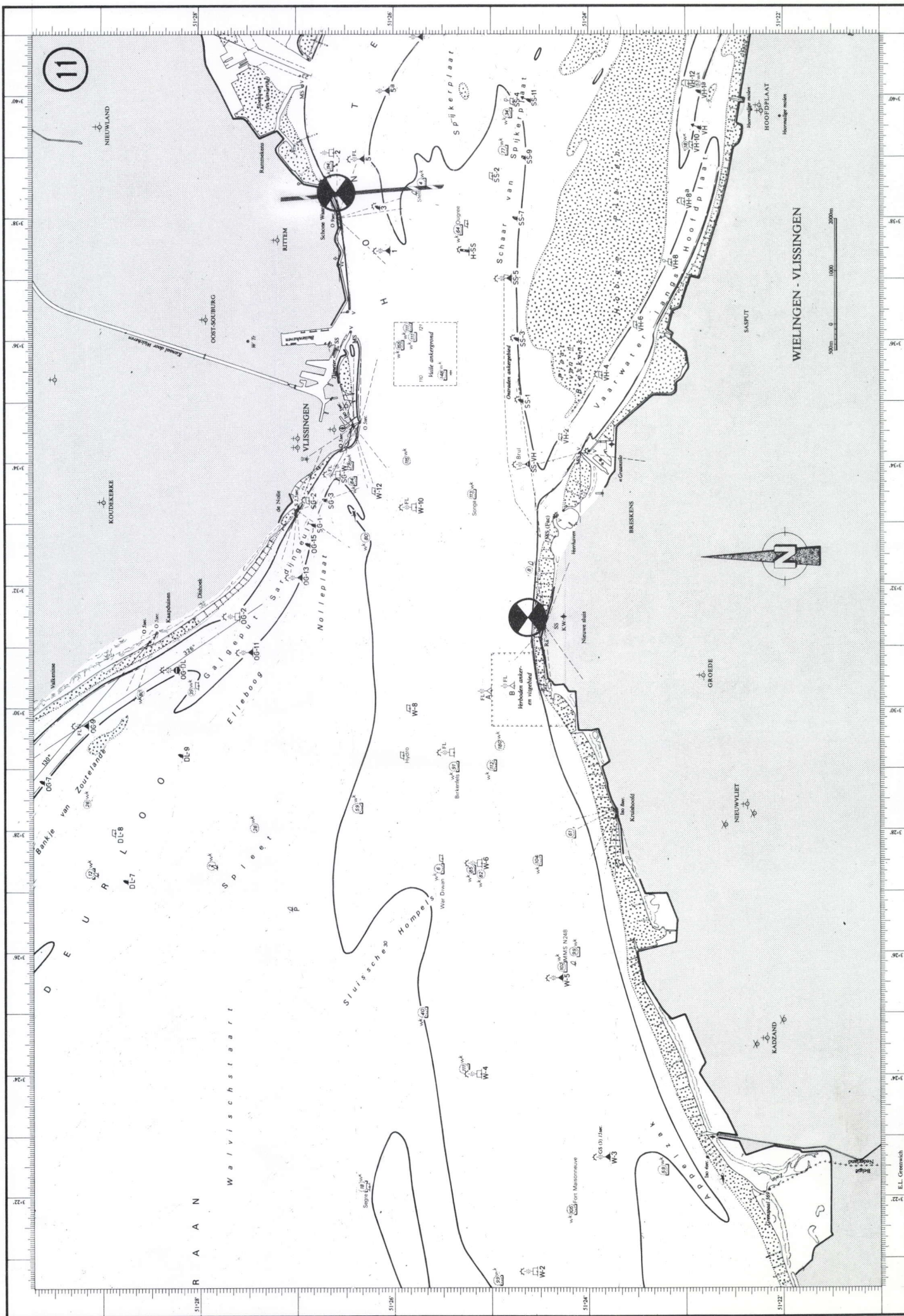


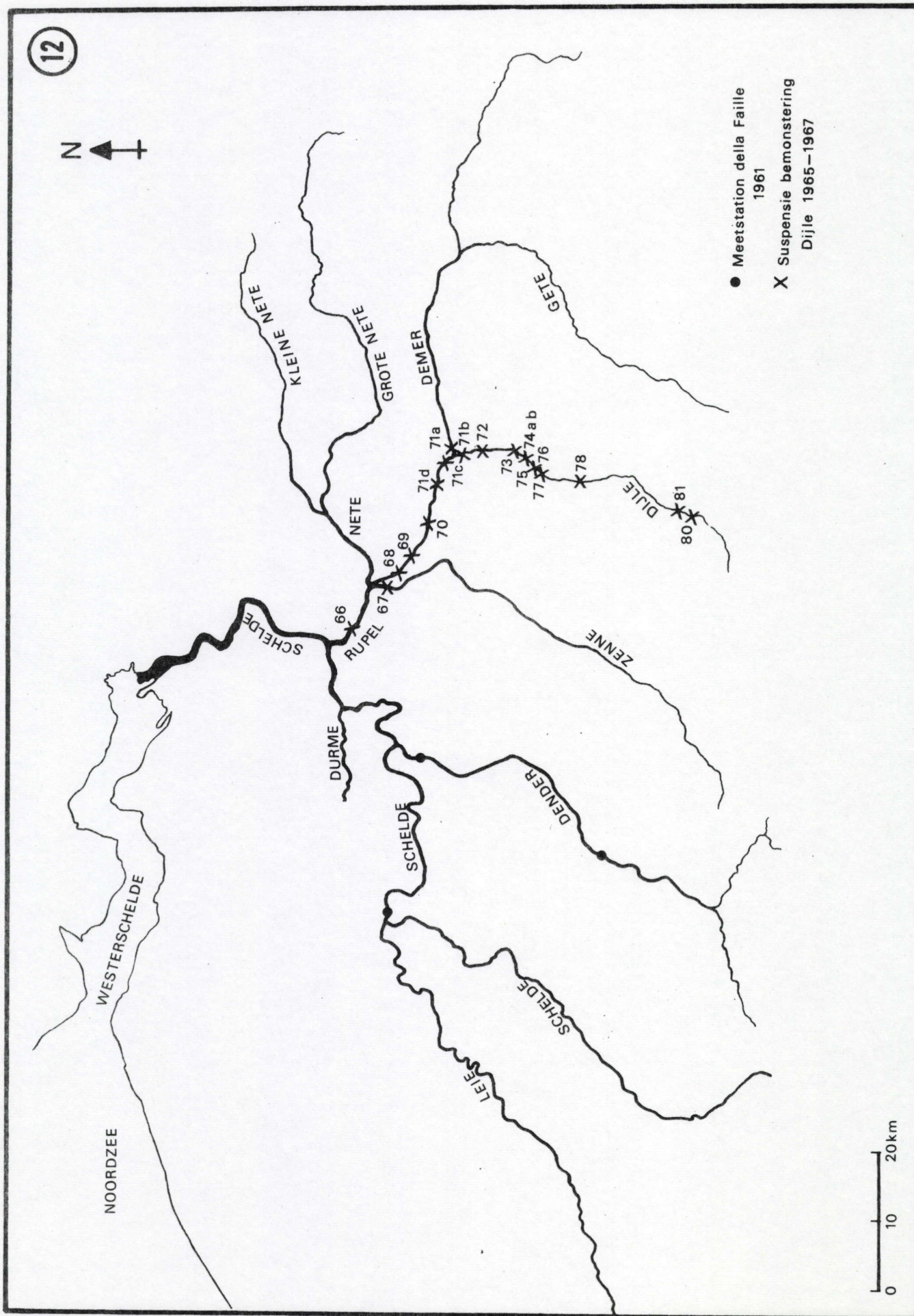








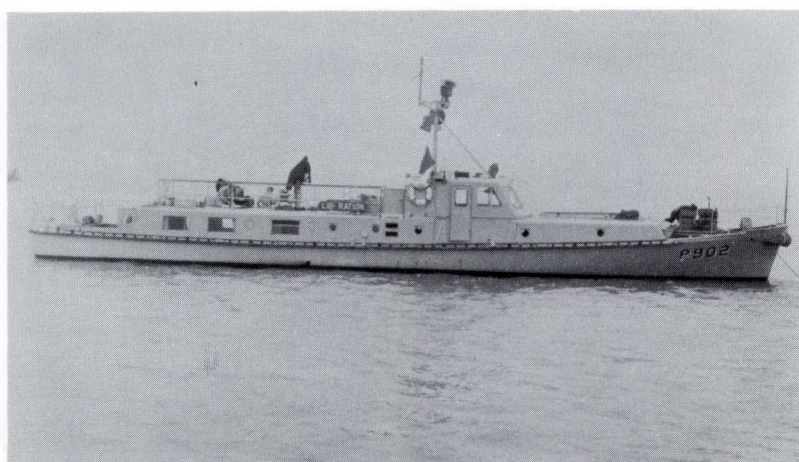






M.S. DE PAREL
(Ministerie van Openbare Werken)

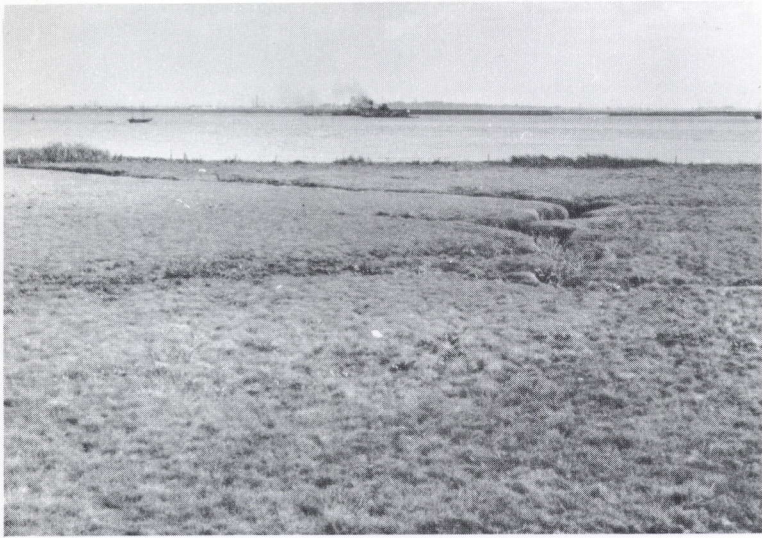
M.S. KRANKELOON
(Ministerie van Openbare Werken)



R.M.L. LIBERATION
(Belgische Zeemacht)

JOHN FONTEYN
(Leo Claes)





1



2



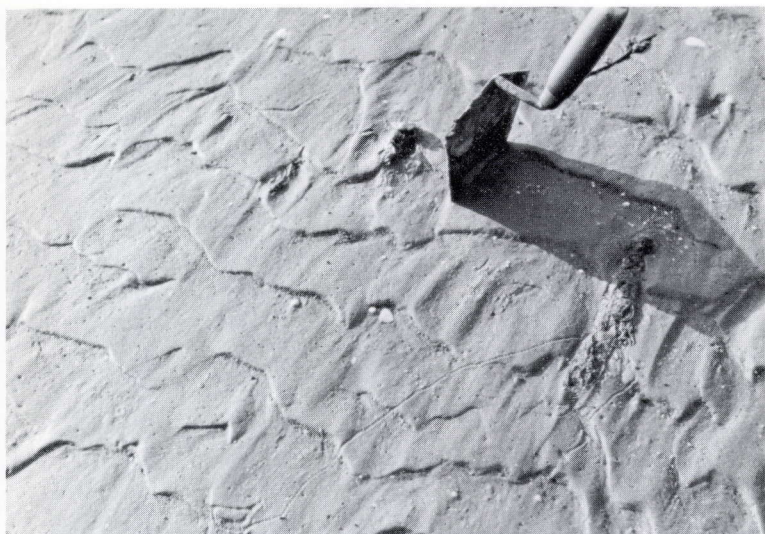
3



4



5



6



7



8



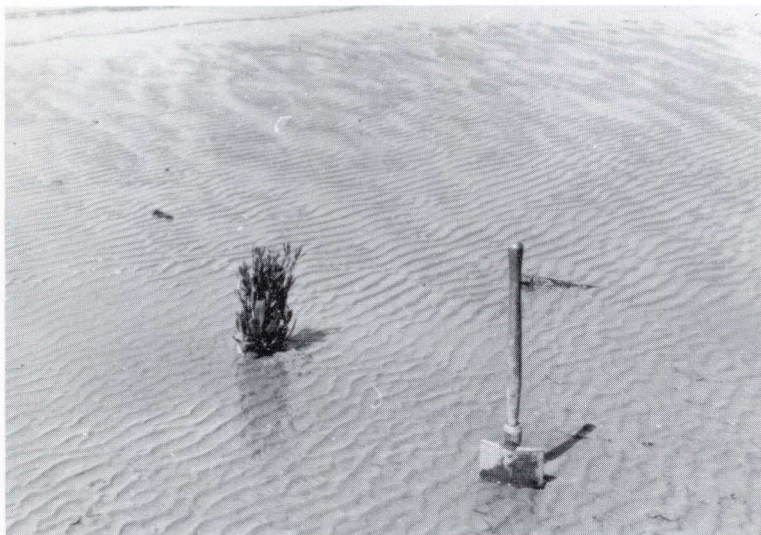
9



10



11



12



13



14



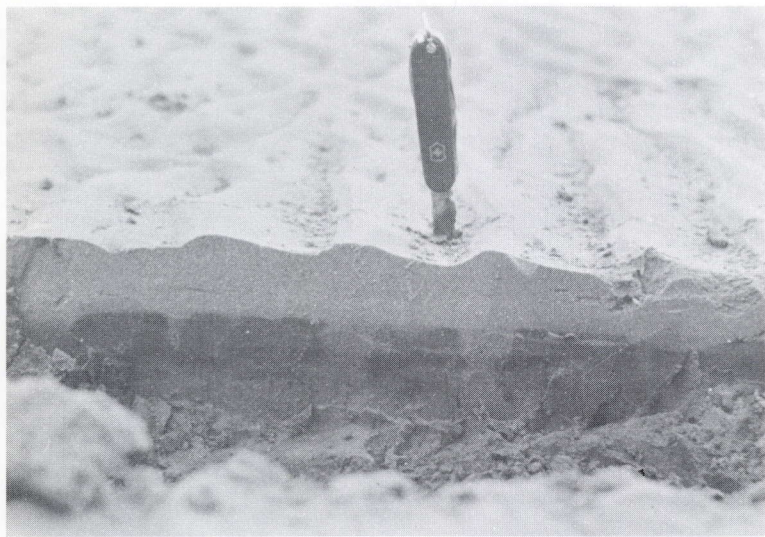
15



16



17



18



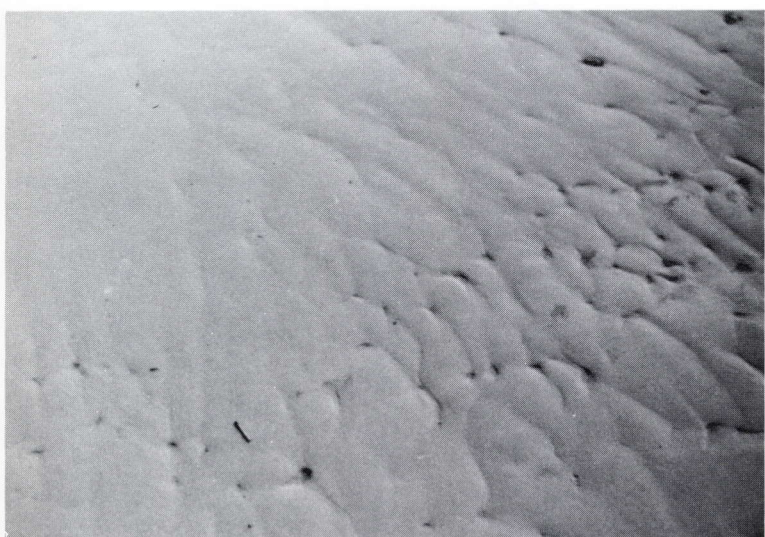
19



20



21



22



23



24



25



26



27



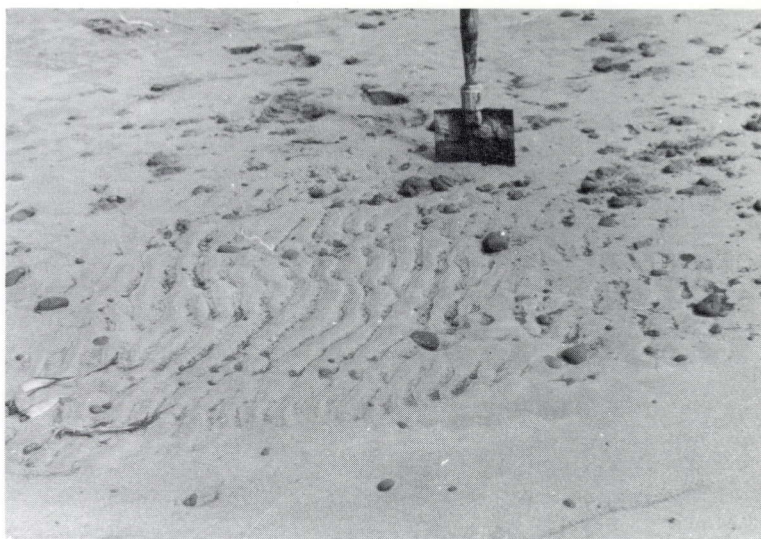
28



29



30



31



32



33



34



35



36



37



38



39



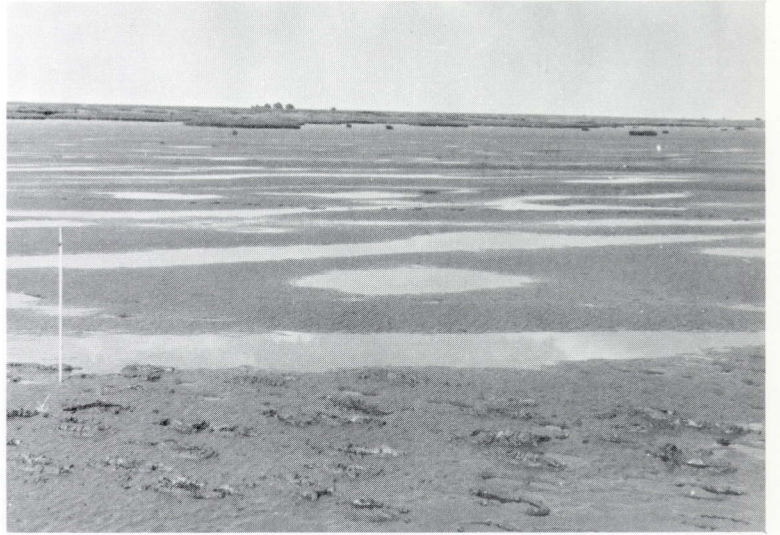
41



40



42



43



44



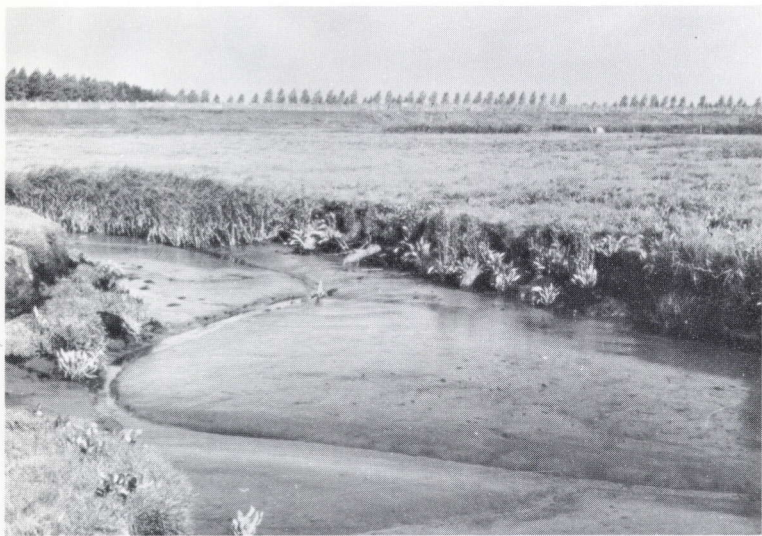
45



46



47



48



49



50



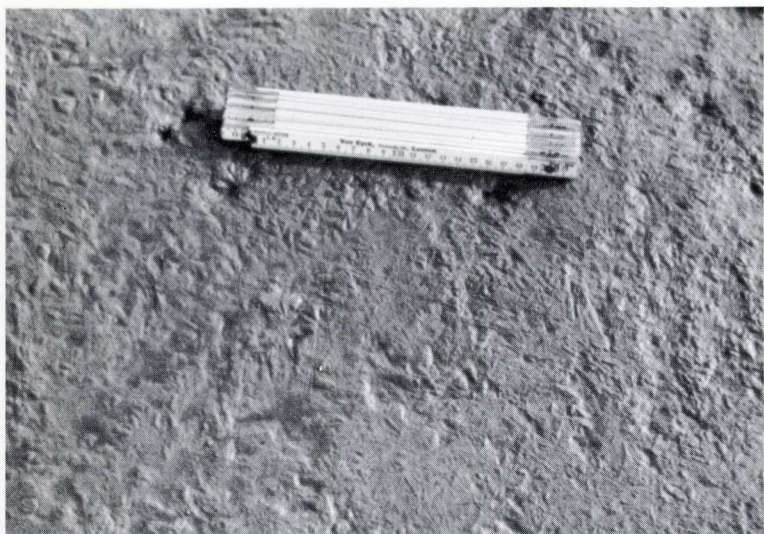
51



52



53



54



55



56



57



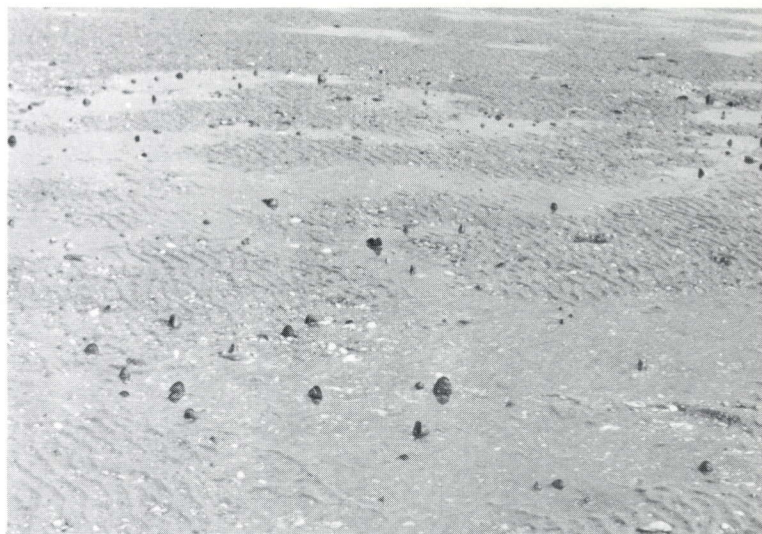
58



59



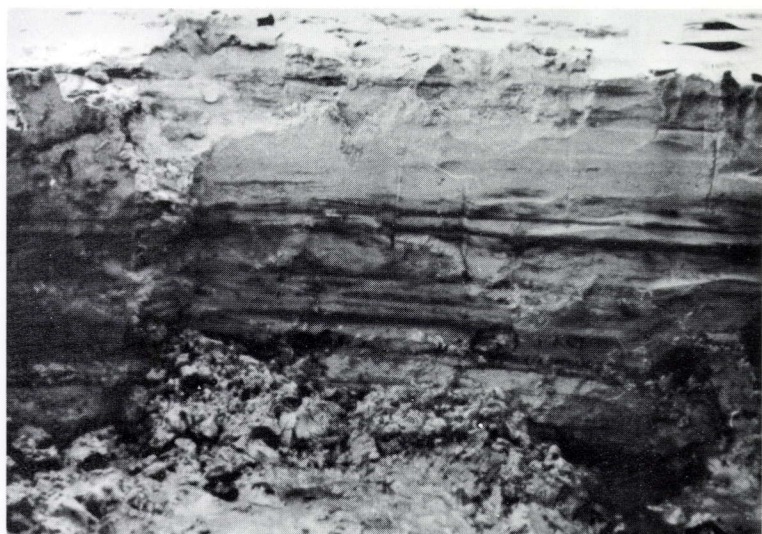
60



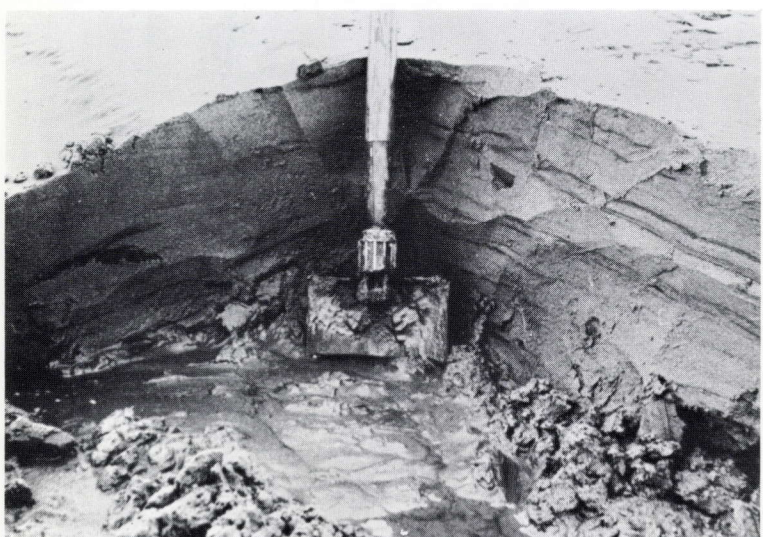
61



62



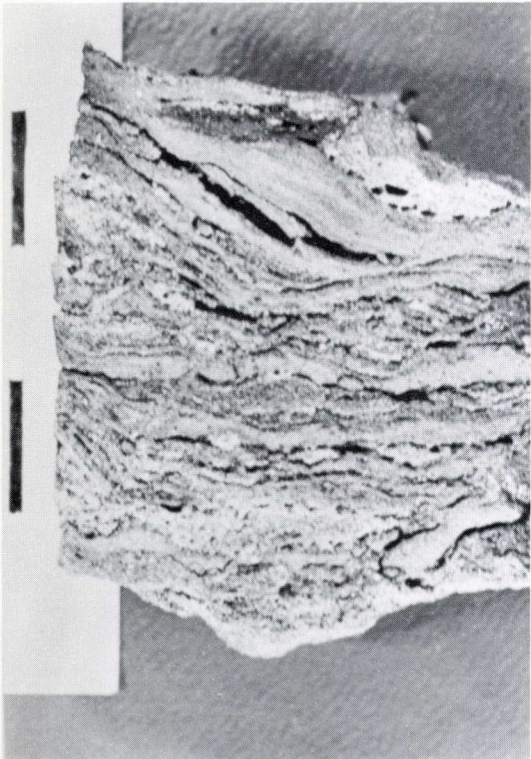
63



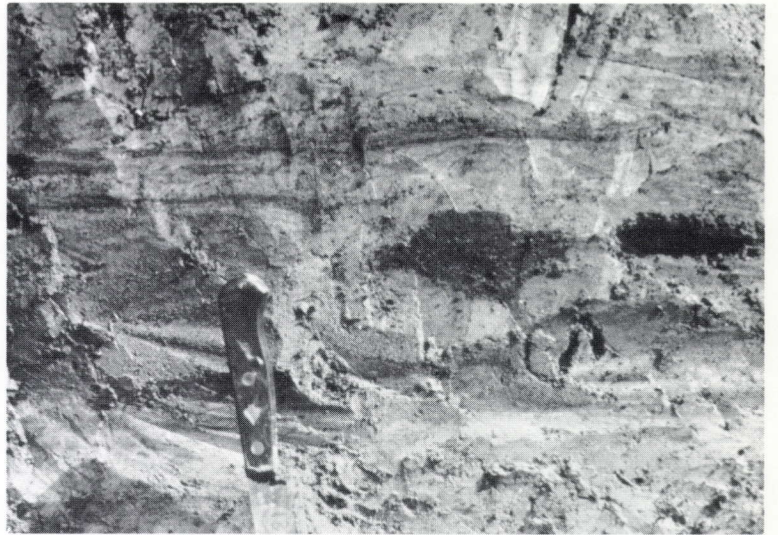
64



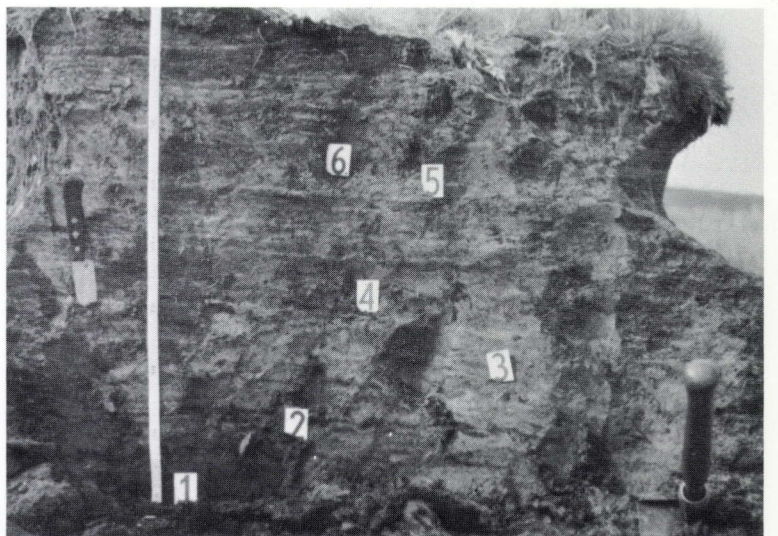
65



66



67



69



68



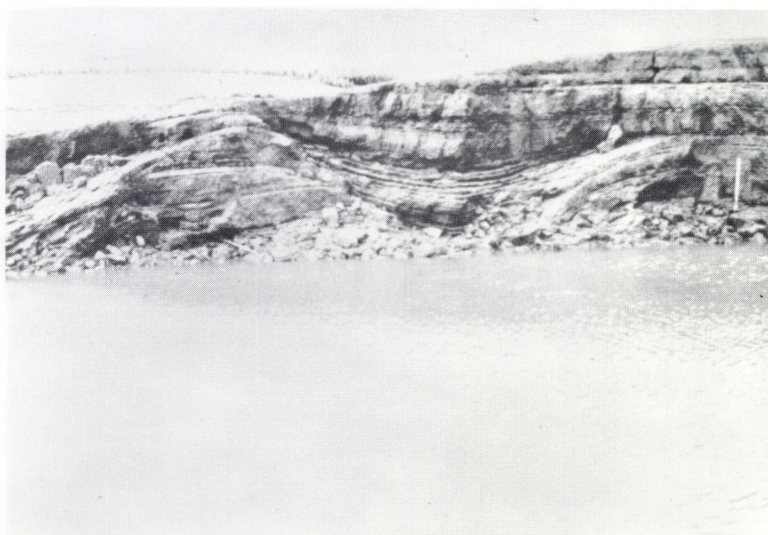
70



71



72



73

ERRATA

- 1) Foto's n° 11 - 30 - 64, werden ons vriendelijk ter beschikking gesteld door de Heer P. De Smedt.
- 2) In de figuren werd het woord "suspensie" foutievelijk als "suspentie" geschreven.

